ВЫСШЕЕ ПРОФЕССИОНАЛЬНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ

ПРАКТИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ

Под редакцией проф. Н. В. Короновского

Допущено
Учебно-методическим объединением по классическому университетскому образованию в качестве учебного пособия для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности 011100 «Геология»

2-е издание, стереотипное

ACADEMA

Москва
Издательский центр «Академия»
2007

УДК 55(075.8)
ББК 26.3я73
П69

Рецензенты:
проф. *А. М. Никишин* (зав. кафедрой региональной геологии и истории Земли Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова);
проф. *А. К. Соколовский* (зав. кафедрой общей геологии Московского государственного геолого-разведочного университета)

П69 Практическое руководство по общей геологии : учеб. пособие для студ. вузов / А. И. Гущин, М. А. Романовская, А. Н. Стафеев, В. Г. Талицкий ; под ред. Н. В. Короновского. — 2-е изд., стер. — М.: Издательский центр «Академия», 2007. — 160 с.

ISBN 978-5-7695-4555-9

В пособии приведены сведения по минералогии, петрографии, литологии и структурной геологии. Дано макроскопическое описание и способы определения главных породообразующих минералов и наиболее часто встречающихся магматических, метаморфических и осадочных горных пород. Кратко изложена история создания общей стратиграфической шкалы, рассмотрены вопросы, связанные с первыми навыками полевой и камеральной геологической работы.

Для студентов высших учебных заведений.

УДК 55(075.8)
ББК 26.3я73

Оригинал-макет данного издания является собственностью Издательского центра «Академия», и его воспроизведение любым способом без согласия правообладателя запрещается

© Коллектив авторов, 2004
© Образовательно-издательский центр «Академия», 2004
© Оформление. Издательский центр «Академия», 2004

ISBN 978-5-7695-4555-9

ПРЕДИСЛОВИЕ

Учебный курс «Общая геология» является первым фундаментальным курсом по геологии, который изучают студенты всех вузов геологических специальностей, а также географы, почвоведы, студенты педагогических и сельскохозяйственных вузов. Этот предмет дает широкие представления о происхождении и строении Земли, о геологических эндогенных и экзогенных процессах, об основных минералах, элементах земной коры, о взаимоотношениях слоистых толщ и т.п.

Важная составляющая названного курса — практические лабораторные занятия, на которых студенты знакомятся с начальными сведениями о свойствах минералов, их формах нахождения в природе, методах определения, их классификации, также о свойствах наиболее распространенных магматических, осадочных и метаморфических пород. Этим вопросам посвящена первая часть данного учебного пособия.

Во второй части книги излагаются сведения о слоях и характере их взаимоотношений в геологических разрезах; рассматриваются методы и способы определения относительного и абсолютного возраста горных пород; стратиграфическая и геохронологическая шкалы.

В краткой форме дается представление о деформированных слоях: складках, разрывных нарушениях и их сочетаниях. Кроме того, приводится обзор главных типов несогласий, рассматриваются наиболее важные типы геологических карт, элементы залегания горных пород, излагаются общие сведения об основах геологического картирования и построения профилей по геологическим картам.

Таким образом, учебное пособие удачно дополняет лекционный курс по общей геологии сведениями, помогающими студентам овладеть на практике определением минералов, горных пород, чтением геологических карт и составлением профилей.

Практическое руководство по общей геологии составлено опытными преподавателями кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Приведенные в нем сведения отвечают современному состоянию геологической науки.

Материал книги написан ясным и четким языком, содержит большое количество рисунков и фотографий, поясняющих текст и облегчающих его восприятие. Можно надеяться, что учебное пособие будет интересно и студентам, и преподавателям.

Н. В. КОРОНОВСКИЙ,
профессор, заведующий кафедрой
динамической геологии
геологического факультета
МГУ им. М.В.Ломоносова

ЧАСТЬ I

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основным объектом изучения геологии является верхняя твердая оболочка Земли — литосфера (от греч. *lithos* — камень и *sphere* — шар). Литосфера сложена различными горными породами, состоящими из минералов, образованных определенными сочетаниями химических элементов.

В настоящее время хорошо изучен химический состав только верхней части литосферы, точнее говоря, верхней части земной коры, до глубин 15—20 км. Наиболее распространенными здесь являются следующие восемь химических элементов, слагающих в сумме 98 % (масс. %) этой части земной коры: кислород 46,50; кремний 25,70; алюминий 7,65; железо 6,24; кальций 5,79; магний 3,23; натрий 1,81; калий 1,34.

Глава 1. МИНЕРАЛЫ

1.1. Что такое минералы

Минералы — физически и химически однородные твердые тела, образовавшиеся в результате природных процессов. Однако, согласно современным исследованиям, однородность состава и строения минералов относительна. Они часто содержат примеси и имеют структурные дефекты кристаллов. Минералы слагают не только твердые оболочки Земли. В наше время установлено, что планеты земной группы, астероиды, Луна, метеориты, частицы космической пыли, прилетающие на Землю из Вселенной, также состоят из минералов. В современных лабораториях получают искусственные минералы, являющиеся синтетическими аналогами природных минералов.

Слово «минерал» произошло от греческого слова *minera,* означающего «руда», что, по-видимому, отражает смену интереса человека к камню как к грубому орудию, который в каменном веке использовался только в своем естественном виде, к камню как к источнику металлов (медный, бронзовый, железный века). На-

ука, изучающая минералы, называется *минералогией* (от греч. *m'тега* и *logos* — понятие, учение, наука).

Минеральными индивидами называются конечные по своим размерам кристаллические тела, т.е. отдельные кристаллы, с определенным типом кристаллической структуры и идеализированным химическим составом. Скопления минеральных индивидов — это *минеральные агрегаты,* которые слагают горные породы и руды.

Минеральным видом называется совокупность минералов с одинаковой структурой и составом. Каждый минеральный вид имеет собственное название. Если минералы имеют одинаковый химический состав, но различное внутреннее строение, структуру, то они относятся к различным минеральным видам и называются *полиморфными модификациями. Полиморфизм* (от греч. *polys* — многочисленный и *morphe* — форма) — свойство некоторых веществ находиться в нескольких кристаллических модификациях с разной структурой. Например, формула графита и алмаза — С; кальцита и арогонита — $CaC0_3$.

В то же время минералы с переменным составом могут объединяться в один минеральный вид, если непрерывно изменение состава минерала от одного крайнего члена к другому. Свойство различных, но родственных по химическому составу веществ кристаллизоваться в одинаковых структурах при одном типе химической связи называется *изоморфизм* (от греч. *isos* — равный и *morphe* — форма). Изоморфные вещества могут образовывать кристаллы переменного состава в результате взаимозамещения атомов, ионов или атомных групп, т.е. так называемые твердые растворы замещения. Например, установлено непрерывное изменение состава от минерала форстерита Mg_2Si0_4 до минерала фаялита Fe_2Si0_4. Эти минералы объединяются в один минеральный вид — оливин, представляющий собой непрерывный ряд твердых растворов от существенно магнезиальных разновидностей до существенно железистых. Такие ряды называются *изоморфными рядами,* или *сериями,* крайние члены изоморфных рядов — *изоморфными минералами.* В большинстве случаев понятия «минерал» и «минеральный вид» совпадают.

1.2. Происхождение минералов

В природных условиях минералы образуются различными путями. Их возникновение может быть связано как с эндогенными (от греч. *endon* — внутри и *genesis* — происхождение), так и с экзогенными (от греч. *exo* — вне, снаружи) процессами.

Эндогенные процессы минералообразования обусловлены привносом вещества и энергии из недр в виде магмы, жидких растворов или газов. Минералы, образованные эндогенным путем, мо-

гут иметь разнообразный генезис. *Магматогенный генезис* — возможность кристаллизоваться из магматических расплавов. Разные минералы имеют неодинаковую температуру плавления, следовательно, кристаллизуются при разных температурах. Общая схема процесса кристаллизации магмы может быть описана так называемым реакционным рядом Боуэна, согласно которому кристаллизация минералов из магмы происходит последовательно — от более основных к более кислым. Это означает, что в процессе кристаллизации минералов увеличивается кремнекислотность магмы, что приводит к образованию на поздних стадиях все более кислых пород.

Разновидностью магматического генезиса является *пегматитовое* минералообразование, при котором минералы выделяются на заключительных стадиях магматического процесса из остаточных расплавов, обогащенных кремнеземом, глиноземом, щелочами и летучими компонентами.

При *гидротермальном* минералообразовании минералы (от греч. *hydor* — вода и *therme* — тепло) выделяются из остывающих гидротермальных растворов. По температуре растворов процесс гидротермального минералообразования подразделяется на высокотемпературный (более 400 — 300 °С), среднетемпературный (300 — 150 °С) и низкотемпературный (150 — 50 °С).

Пневматолитовое минералообразование (от греч. *pneumatos* — дуновение, воздух и *lithos* — камень) — минералы кристаллизуются из паров и газов, минуя жидкую фазу.

Метаморфическое минералообразование (от греч. *metamorphosis* — превращение) — минералы образуются в результате изменения ранее сформировавшихся минералов в результате воздействия повышенных температуры и давления и при участии гидротермальных растворов.

Разновидностью метаморфического генезиса является *метасоматическое* (от греч. *meta* — после, через и *soma* — тепло) происхождение минералов — в результате замещения ранее сформированных минералов путем миграции химических элементов. *Контактово-метаморфическое* происхождение — образование минералов в результате взаимодействия магматических расплавов и вмещающих пород. Частный случай — *скарновое* происхождение (от швед, *skarn* — грязь, отбросы) — образование минералов в результате контакта магматических расплавов и карбонатных пород. Как разновидность метаморфического генезиса можно рассматривать также *импактное* происхождение (от англ. *impact* — удар) — возникновение и преобразование минералов в результате бомбардировки метеоритами пород поверхности Земли и планет земной группы.

Экзогенное минералообразование обусловлено действием различных процессов на поверхности Земли. Минералы, образован-

ные экзогенным путем, имеют *осадочное* происхождение. Их возникновение связано с выпадением кристаллов из пересыщенных растворов, с жизнедеятельностью различных организмов, с окислением, гидратацией, гидролизом и прочими реакциями, изменяющими ранее сформированные минералы, попавшие в зону воздействия атмосферы, гидросферы и биосферы, т.е. в зону выветривания.

При описании минерала в отдельно взятом образце не всегда можно однозначно сделать вывод о его генезисе, так как некоторые минералы могут образовываться различными путями. Существуют минералы, которые могут образовываться в результате практически всех процессов минералообразования.

1.3. Формы нахождения минералов в природе

Подавляющее большинство минералов представляют собой кристаллические образования, и лишь незначительная их часть встречается в аморфном состоянии. В связи с этим естественной формой их образования и нахождения в природе является кристалл. *Кристаллы* — это твердые тела, атомы или ионы которых образуют правильные упорядоченные периодические структуры — *кристаллические решетки.* Конфигурация решеток определяет закон, которому подчиняется расположение атомов в пространстве. Этот закон может быть простым либо сложным, но во всех случаях атомы (или ионы), подчиняясь ему, располагаются в кристаллах упорядоченно.

Слово «кристалл» в переводе с греч. *(krystallos)* первоначально означало лед. Кристаллы могут встречаться в виде отдельных индивидов различной формы, их обломков или сростков и кристаллических агрегатов.

При описании *отдельных кристаллов* следует обращать внимание на их размер и по возможности на их форму. Некоторые минералы встречаются в виде закономерно сросшихся кристаллов — *двойников, тройников* и т.д. (рис. 1.1). Двойники возникают в результате взаимного срастания или прорастания кристаллов одного и того же минерального вида. При этом двойникующиеся кристаллы имеют общие ребро, грань или даже часть кристалла.

Наиболее часто встречающимися формами выделения минералов в природе являются беспорядочные скопления минералов — *минеральные агрегаты.* Минеральные агрегаты могут быть мономинеральными (от греч. *monos* — один, единственный) и полиминеральными (от греч. *polys* — многочисленный). При описании минеральных агрегатов также следует обращать внимание на размер отдельных зерен и их форму. По размеру слагающих их кристаллов агрегаты могут подразделяться на гигантокристаллические — сла-

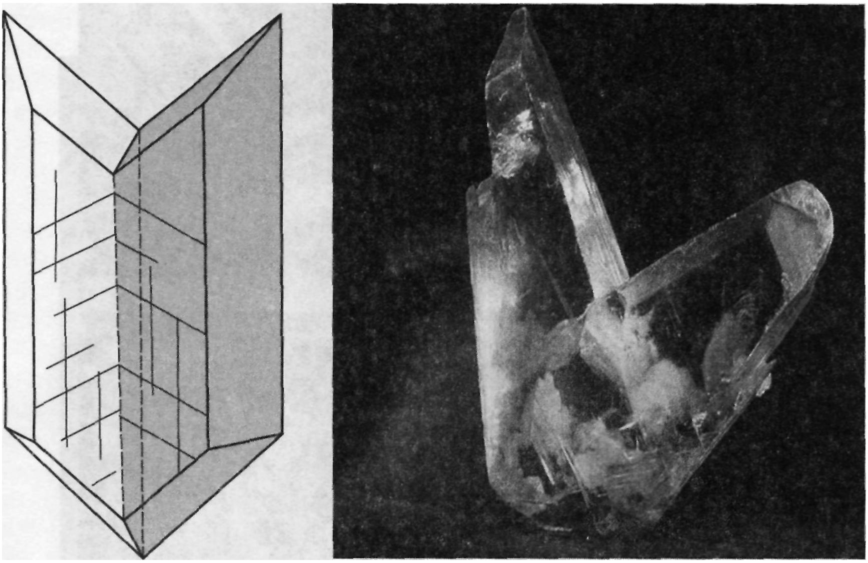


Рис. 1.1. Двойник гипса «ласточкин хвост»

гающие кристаллы более 3 см; крупнокристаллические — 3 — 1 см; среднекристаллические — 1 — 0,3 см; мелкокристаллические — менее 0,3 см, выделяются также скрытокристаллические агрегаты, отдельные зерна которых не видны невооруженным глазом. Если размер зерен в агрегате не выдержан, то можно употреблять смешанные определения, например крупно-среднекристаллический, средне-мелкокристаллический и т.д. Предлагаемые граничные размеры достаточно условны, в различных учебных пособиях и научной литературе они могут несколько отличаться.

При описании формы слагающих агрегат кристаллов можно ограничиться ее простой характеристикой, например: изометричная, таблитчатая, дисковидная, уплощенная, листоватая, пластинчатая, вытянутая, столбчатая, шестоватая, игольчатая, волокнистая, нитевидная и т.д. Иногда в строении агрегатов наблюдаются упорядоченные выделения слагающих их кристаллов, образующие звездчатые, сноповидные, сетчатые, розетковидные скопления (рис. 1.2). Например, дисковидные кристаллы гипса или кальцита, растущие из одного центра, могут образовывать красивые «каменные розы».

Незакономерные сростки минералов могут образовывать *друзы* (от нем. *Druse* — щетка) — группа кристаллов, как правило, различного размера и ориентировки, наросших одним концом на какую-нибудь поверхность и хорошо ограненных лишь с одного конца, обращенного в сторону свободного пространства (рис. 1.3, *а*).

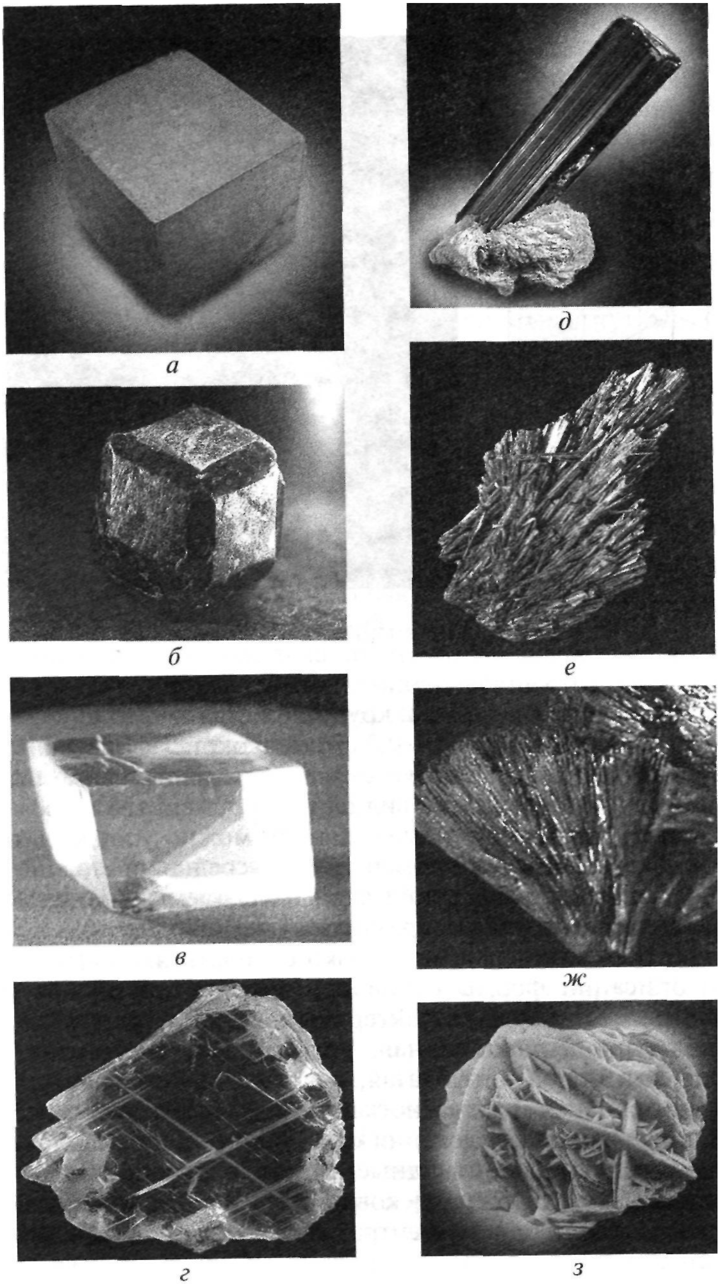
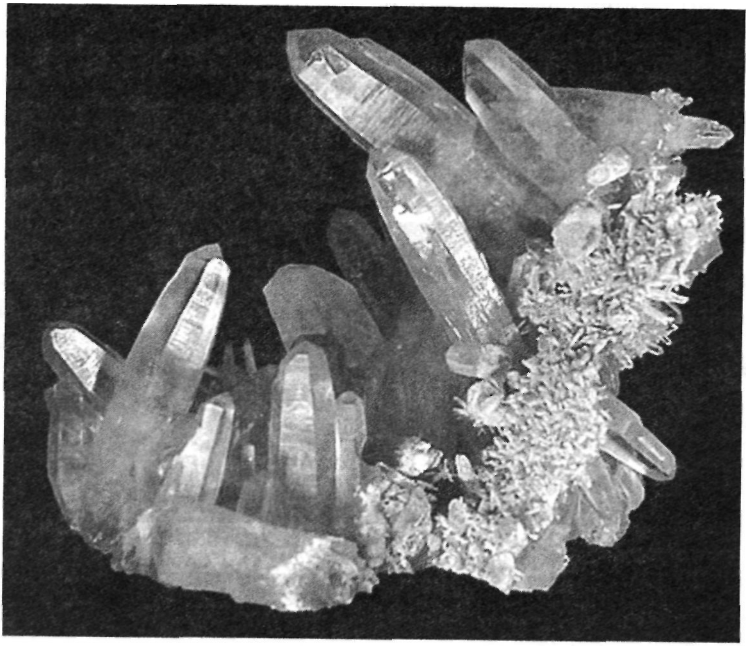
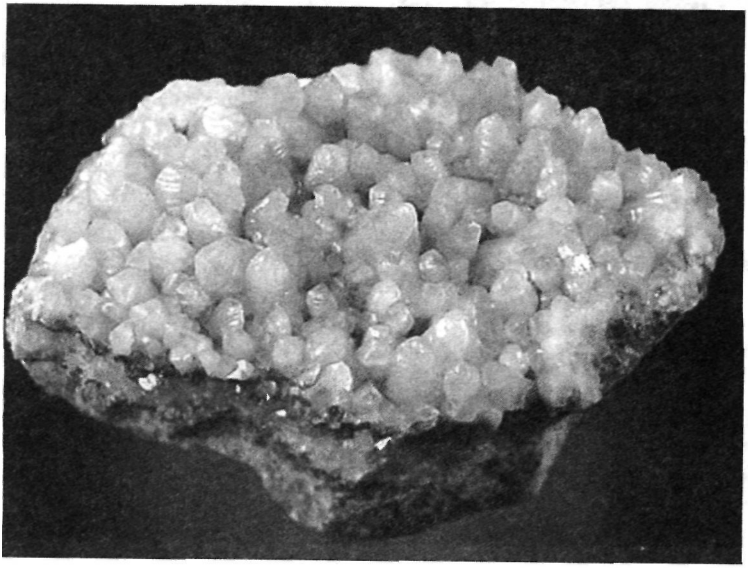


Рис. 1.2. Примеры различных форм кристаллов:
кубическая (пирит); *б* — изометричная (гранат); *в* — таблитчатая (кальцит); пластинчатая (гипс); *д* — столбчатая (турмалин); *е* — шестоватая (антимонит); *ж* — игольчатая (гётит); з — дисковидная (гипс)



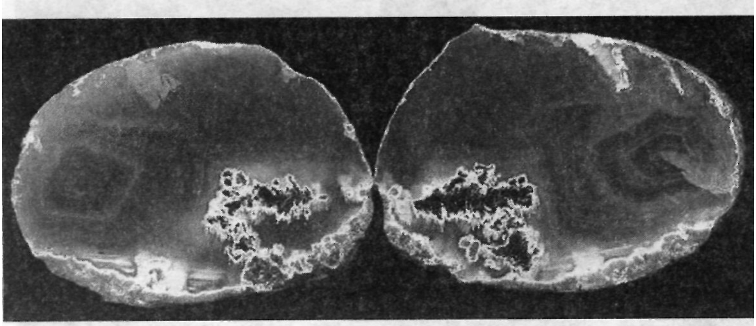
а



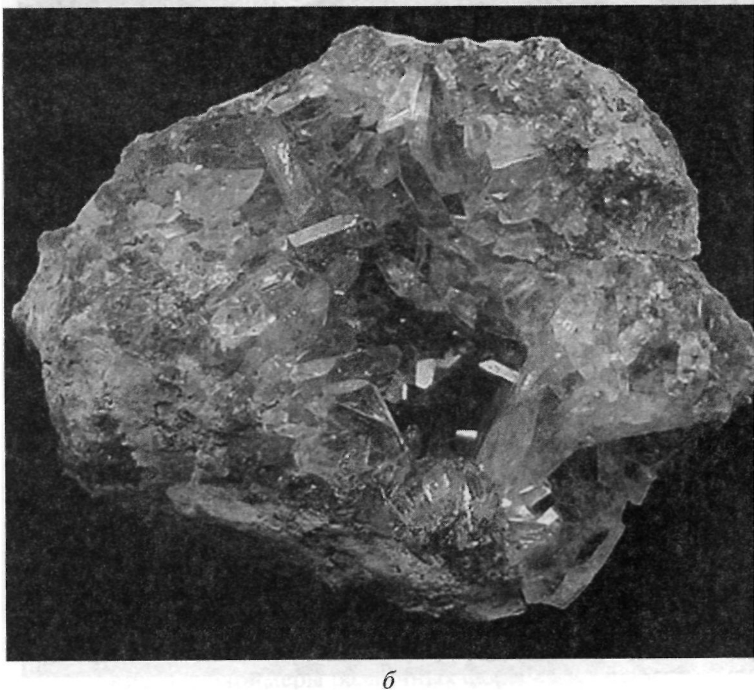
б

Рис. 1.3. Друза кварца (а), щетка кальцита (б)

Если группа кристаллов, наросших на какое-либо основание, имеет примерно одинаковый размер и ориентировку, то такое выделение минералов называют *щеткой* (рис. 1.3, *б*). Для образования как друз, так и щеток необходимы открытые полости или трещины, в которые может поступать минерализованный раствор и происходить рост кристаллов.



а



б

Рис. 1.4. Секреционные выделения минералов:
а — миндалины агата; *б* — жеода целестина

Минералы, выделяющиеся из растворов и нарастающие на стенках пустот, часто образуют *секреции* (от лат. *secretio* — выделение). Слагающее их минеральное вещество нарастает от периферии к центру, т.е. от стенок полости к ее середине. Для секреций характерно концентрически-зональное строение. Размер их может быть различным: от нескольких миллиметров до первых значений метра. Мелкие секреции (обычно менее 2—5 см в поперечнике) называют *миндалинами* (рис. 1.4, *а*). Они заполняют поры вулканических пород, образовавшиеся в результате быстрого остывания лавы. Крупные секреции с оставшейся внутри полостью называют *жеодами* (от фр. *geode*) (рис. 1.4, *б*).

Округлые и шарообразные выделения минералов, в которых минеральное вещество нарастает от центра к периферии, называются *конкрециями* (от лат. *concretio* — срастание, сгущение). Для конкреций также характерно концентрически-зональное или радиально-лучистое строение, но в отличие от секреций внутренняя часть конкреции всегда заполнена веществом, так как именно она и является центром кристаллизации и нарастания вещества (рис. 1.5, *а*). Размеры конкреций широко варьируют от долей миллиметра до нескольких метров. Мелкие конкреции, менее 2—3 см, называют *оолитами* (от греч. *oon* — яйцо и *lithos* — камень) (рис. 1.5, *б*). Крупные конкреции, сложенные оксидами железа и марганца, весьма характерны для современных океанических осадков.

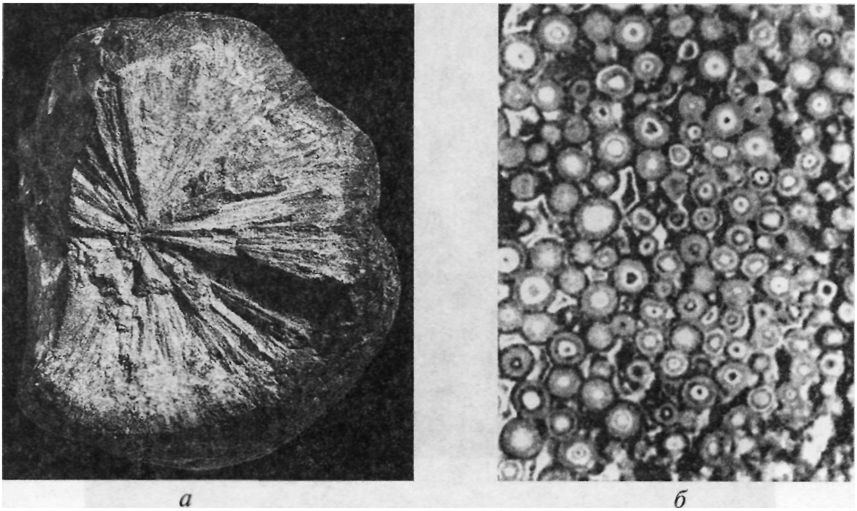
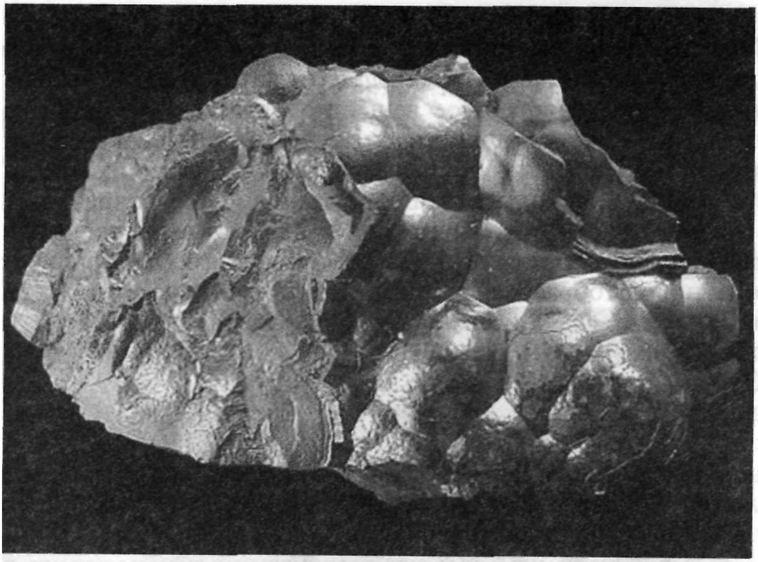
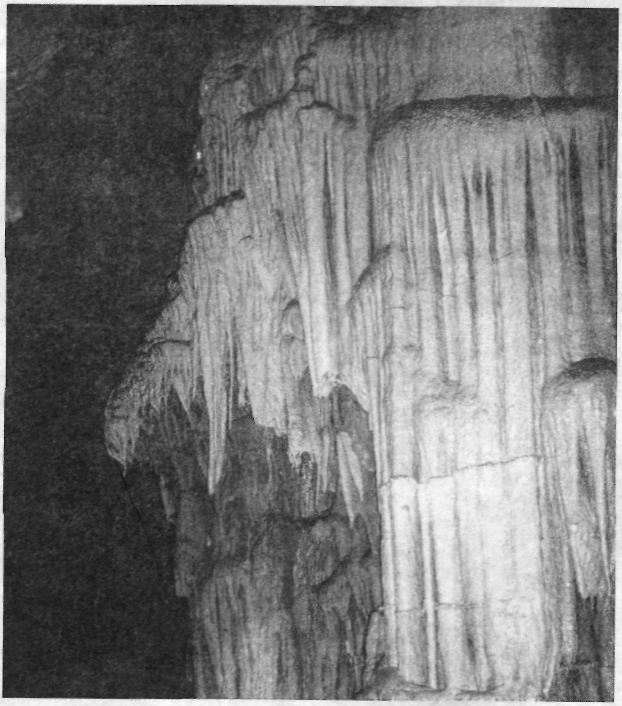


Рис. 1.5. Конкреционные выделения минералов:
а — конкреция марказита; *б* — оолиты арагонита



а



б

Рис. 1.6. Натечные формы выщеления минералов:
а — желваки гематита (красная стеклянная голова); *б* — сталактитовые занавесы кальцита (пещера Мраморная, Крым)

При выпадении минерального вещества из растворов, текущих по открытым поверхностям, возникают *натечные формы.* Как правило, они сложены мелкокристаллическим или скрытокристаллическим минеральным веществом. Натечные формы имеют вид *сосулек, почек, желваков, корок* (рис. 1.6, *а).* Часто встречающиеся в пещерах натеки формируют *сталактиты,* свисающие с потолка в виде сосулек и растущие им навстречу образования в виде столбиков и башен называются *сталагмитами,* колоннообразные формы — *сталагнатами,* а стекающие по стенкам каскады «каменных струй» — *занавесами* (рис 1.6, *б).*

Иногда на поверхности горных пород или стенках разбивающих породы трещин встречаются незначительные по мощности и разнообразные по цвету выделения минералов, которые называют *пленками, налетами, присыпками, примазками, выцветами.* Некоторые минералы, например оксиды марганца, в результате быстрой кристаллизации по тонким трещинам образуют сложные формы — *дендриты* (от греч. *dendron* — дерево), напоминающие по виду отпечаток какого-то причудливого растения (рис. 1.7). Одна-

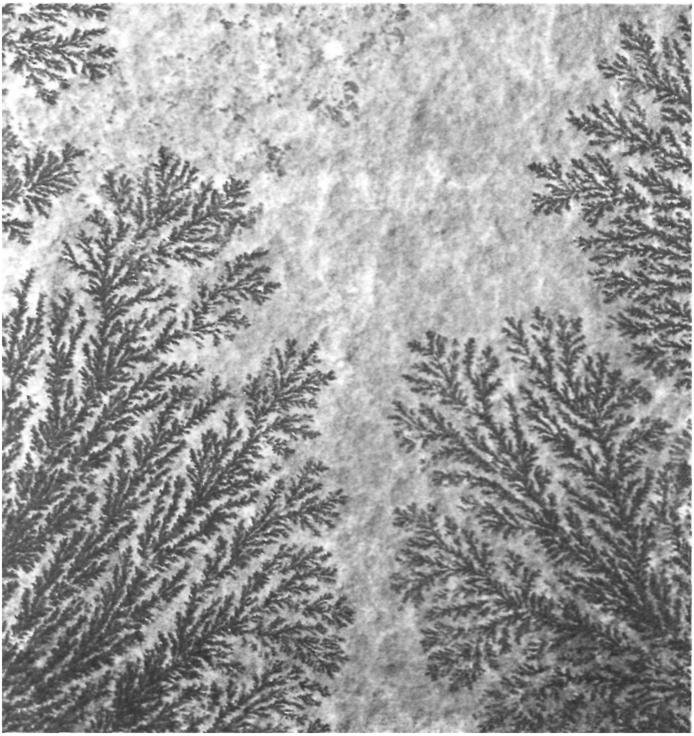
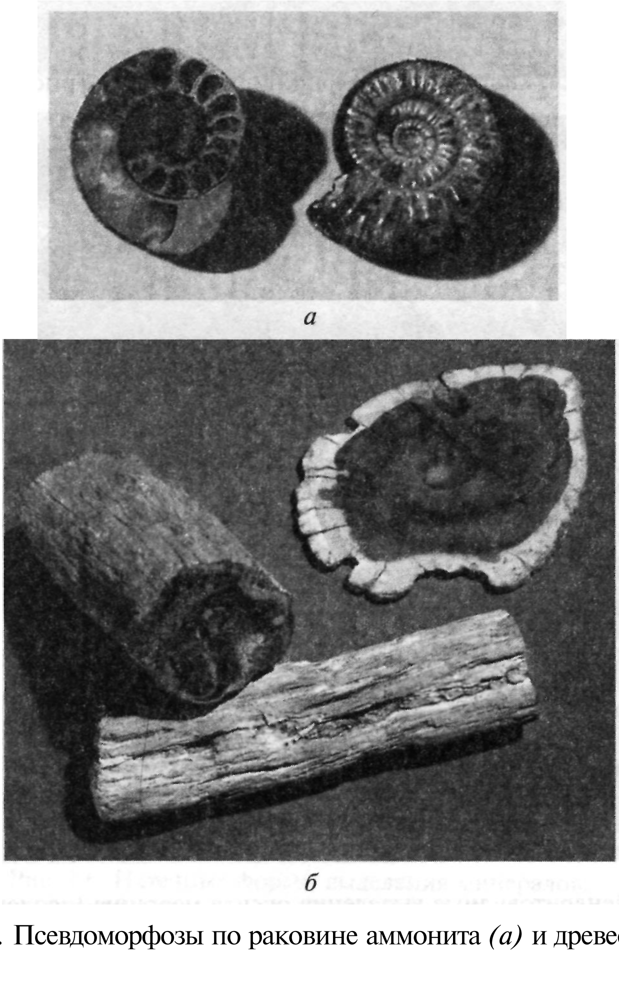


Рис. 1.7. Дендритовидные выделения оксида марганца (псиломелана) на поверхности известняка

ко подобные «отпечатки» имеют к органическому миру такое же отношение, как пальмы, розы и хризантемы, возникающие зимой на морозном стекле. Рыхлые тонкозернистые скопления минералов обычно называют *землистыми массами.* В зависимости от цвета выделяют сажистые и охристые массы.

Иногда минералы выделяются в несвойственной им чуждой форме, образуя точную копию другого минерала или органического образования. Такие формы называют *псевдоморфозами,* т. е. ложными формами (от греч. *pseudos* — ложь и *morphe* — форма). Общеизвестными примерами псевдоморфоз являются различные окаменелости растений или животных, в которых органическое вещество целиком замещается кальцитом или другим минералом, при этом основные черты первоначальной формы сохраняются (рис. 1.8). Поражает воображение исторически известная псевдо-



а

б

Рис. 1.8. Псевдоморфозы по раковине аммонита *(а)* и древесине *(б)*

морфоза пирита (FeS_2) по человеческим останкам, так называемый фалунский феномен, который был обнаружен в Швеции в Фалунских железных рудниках. Здесь в конце XIII в. в одной из заброшенных горных выработок было обнаружено тело рудокопа, полностью замещенное пиритом. По свидетельству немецкого ученого А. Брейтгаупа, эта находка в течение семи лет хранилась в горном управлении г. Фалуна, а затем рассыпалась.

И наконец, как уже отмечалось, незначительное количество минералов не имеет кристаллической решетки, т.е. выделяется не в кристаллическом, а в *аморфном,* или *коллоидном,* состоянии. В аморфном состоянии находятся затвердевшие переохлажденные стекловидные жидкости, например вулканическое стекло — *обсидиан.* Аморфные выделения минералов обычно образуют однородные плотные или землистые массы натечного вида.

Форма нахождения минералов в природе и особенности строения минеральных агрегатов позволяют судить об условиях их образования.

1.4. Основные свойства минералов и методы их определения

Для того чтобы распознать минералы в полевых условиях, или в условиях, приближенных к полевым, т.е. не прибегая к специальным методам минералогического исследования и оборудованию, необходимо знать и уметь определить их основные физические свойства, которые можно использовать как диагностические признаки. Рассмотрим наиболее важные из этих свойств.

Оптические свойства. ***Окраска,*** или ***цвет,*** минерала является важной диагностической характеристикой. Однако этого столь очевидно наблюдаемого свойства минерала, как правило, бывает недостаточно для однозначной идентификации минерала. Минералы имеют разнообразную окраску. О богатстве цветовой гаммы минералов можно судить по ювелирным изделиям, внутренним интерьерам и экспонатам различных музеев, облицовке станций московского метрополитена и т.д.

Некоторые минералы имеют определенный цвет, по которому его можно практически безошибочно определить. Окраска других минералов может широко варьировать даже в пределах одного минерального индивида. Такие минералы называются *полихромными* (от греч. *polys* — многочисленный и *chroma* — цвет, краска). Кроме того, анизотропные минералы могут обладать *плеохроизмом* (от греч. *pleon* — более и *chroa* — цвет), т. е. обнаруживать разную окраску при рассматривании их в разных направлениях. Цвет минералов зависит от их химического состава, внутренней структуры, механических примесей и, главным образом, от химиче-

ских примесей элементов-хромофоров: Cr, V, Ti, Mn, Fe, Al, Ni, Co, Cu, U, Mo и некоторых других.

А.Е.Ферсман выделял следующие типы окраски минералов, обусловленные разными причинами:

1. Идиохроматическая (от греч. *idios* — свой) — собственная окраска, обусловленная особенностями химического состава и кристаллической структуры, присутствием элементов-хромофоров.

2. Аллохроматическая (от греч. *alios* — другой, чужой) — окраска, связанная с механическим включением яркоокрашенных посторонних минералов.

3. Псевдохроматическая (от греч. *pseudos* — ложь) — окраска, связанная с рассеянием и отражением света, интерференцией световых волн. Например, вспыхивающие на черном фоне ярко-синие пятна на поверхности полевого шпата Лабрадора, обусловленные интерференцией (явление *иризации)* (от греч. *iridos* — радуга).

Изменять окраску минерала также может возникающая на его поверхности в результате окисления разноцветная пленка, так называемая побежалость. Возникновение побежалости особенно характерно для рудных минералов.

По окраске все минералы в целом подразделяют на *темноцветные* и *светлоцветные.* Характеризуя цвет минерала в диагностических целях, следует стремиться к наиболее точному его описанию. Для этого часто прибегают к сравнению окраски минерала с цветом общеизвестных предметов или веществ, употребляя сложные определения, например молочно-белый, фисташково-зеленый, свинцово-серый. При образовании сложных прилагательных, таких. как голубовато-зеленый или желтовато-коричневый, необходимо помнить, что в русском языке основным определяющим словом является второе, тогда как в англоязычной литературе основная смысловая нагрузка ложится на первую часть определения. Если в изучаемом образце или кристалле цвет минерала неоднороден и меняется, то это следует отразить в описании, отметив всю цветовую гамму и характер смены окраски (постепенное или резкое изменение, полосами, пятнами и т.д.).

Цвет минерала в порошке, или ***цвет черты,*** является также важной характеристикой, играющей иногда решающую роль в определении минерала. Цвет минерала в порошке может быть таким, как его цвет в отдельном крупном индивиде или кристаллическом агрегате, но может и значительно отличаться. Для темноцветных и непрозрачных минералов цвет порошка — важный диагностический признак. Особенно это касается рудных минералов. У большинства светлоцветных прозрачных и полупрозрачных минералов порошок бесцветный, белый или имеет слабую окраску в тонах, повторяющих цвет самого минерала.

Для определения цвета минерала в порошке или цвета черты минералом проводят, чертят по шероховатой поверхности фар-

форовой пластинки, очищенной от эмали. Такая пластинка называется *бисквитом* (от фр. *biscuite* — непокрытый глазурью фарфор). Именно на ней и остается черта, позволяющая оценить цвет минерала в порошке. Однако если твердость минерала превышает твердость бисквита, получить черту подобным путем невозможно.

Прозрачность — способность минералов пропускать свет без изменения направления его распространения. Прозрачность зависит от кристаллической структуры минерала, интенсивности его окраски, наличия тонкодисперсных включений, газово-жидких включений и прочих особенностей его строения, состава и условий образования. По степени прозрачности минералы делятся на прозрачные, полупрозрачные, просвечивающие по тонкому краю, непрозрачные.

Прозрачные — пропускают свет по всему объему. Через такие минералы можно видеть, как через оконное стекло.

Полупрозрачные — через них видны лишь очертания предметов. Свет проходит сквозь минерал, как через матовое стекло.

Просвечивающие — пропускают свет по тонкому краю или в тонких пластинках.

Непрозрачные — не пропускают света даже в тонких пластинках.

При прочих равных условиях более мелкозернистые агрегаты кажутся менее прозрачными.

Блеск — способность минерала отражать свет. Отражение света от поверхности минерала воспринимается как блеск различной интенсивности. Это свойство также зависит от структуры минерала. его отражательной способности и характера отражающей поверхности. Все минералы по блеску могут быть подразделены на две группы — минералы с металлическим и неметаллическим блеском. Последняя группа более многочисленная.

Металлический блеск — сильный блеск, свойственный самородным металлам и многим рудным минералам. Иногда выделяют *полуметаллический блеск,* или *металловидный,* напоминающий блеск потускневшей поверхности металла.

Неметаллический блеск по своей интенсивности и особенностям подразделяется на несколько видов.

Алмазный блеск (самый яркий) характерен для алмаза, некоторых разновидностей сфалерита и серы.

Следующим по интенсивности является *стеклянный блеск.* Он распространен довольно широко и напоминает блеск стекла.

Жирный блеск — блеск, при котором поверхность минерала как будто покрыта пленкой жира или смазана маслом. Если минерал темноцветный или непрозрачный, такой блеск иногда называют *смолистым.* Жирный блеск возникает за счет неровностей поверхности излома или грани минерала, а также за счет гигроскопичности — поглощения воды с образованием водяной пленки на поверхности.

Восковой блеск в целом похож на жирный, только более слабый, тусклый, напоминающий блеск восковой или парафиновой свечи. Он характерен для скрытокристаллических минеральных агрегатов.

Перламутровый блеск напоминает радужный блеск жемчуга или поверхности перламутровой раковины и обусловлен интерференцией световых волн, отраженных от пластин, слагающих минеральный агрегат, или от внутренних поверхностей минерального индивида.

Шелковистый блеск наблюдается у агрегатов, имеющих волокнистое или игольчатое строение. Он напоминает блеск шелковой ткани.

Иногда выделяют *матовый блеск,* которым обладают мелкозернистые агрегаты с неровной землистой поверхностью. Матовый блеск практически означает отсутствие блеска.

Следует заметить, что иногда блеск на гранях кристалла, на его сколе и на поверхностях спайности может отличаться. Например, у кварца блеск на гранях может быть стеклянным, тогда как на сколе он практически всегда жирный. Как правило, блеск на поверхностях спайности более яркий и интенсивный, чем на гранях кристалла.

Механические свойства. ***Спайность*** — способность минерала раскалываться по определенным кристаллографическим направлениям с образованием относительно гладких поверхностей (поверхностей спайности).

Некоторые минералы при воздействии на них разрушаются по закономерным параллельным плоскостям, направление и количество которых обусловлено особенностями кристаллической структуры минерала. Разрушение происходит предпочтительно по тем направлениям, по которым в кристаллической решетке существуют наиболее слабые связи. Если минерал имеет спиральное расположение частиц в решетке, не допускающее проведение в ней плоских поверхностей раздела, то такой минерал не будет раскалываться по определенным плоскостям, т.е. спайность у него отсутствует. Аморфные минералы также не обладают спайностью. Следует подчеркнуть, что понятие «спайность» относится к диагностическим особенностям минерала, а не кристаллического агрегата в целом, т.е. характер спайности устанавливается путем изучения отдельных минеральных зерен. В случае описания мелко- или скрытокристаллических агрегатов непосредственное наблюдение спайности становится невозможным.

По легкости раскалывания и характеру образуемых поверхностей выделяют несколько видов спайности.

Весьма совершенная спайность — минерал без особых усилий раскалывается или расщепляется руками на тонкие пластины. Плоскости спайности гладкие, ровные, часто зеркально-ровные.

Весьма совершенная спайность обычно проявляется только в одном направлении.

Совершенная спайность — минерал легко раскалывается слабым ударом молотка с образованием ровных блестящих плоскостей. Образующиеся при этом обломки называются выколками по спайности. Часто они образуют подобные многогранники — кубики, ромбоэдры, октаэдры и т.д. (рис. 1.9). Количество направлений спайности у разных минералов неодинаково.

Средняя спайность — минерал раскалывается при ударе на осколки, ограниченные примерно в одинаковой степени как относительно ровными плоскостями спайности, так и неправильными плоскостями излома.

Несовершенная спайность — раскалывание минерала приводит к образованию обломков, большая часть которых ограничена неровными поверхностями излома. Распознавание такой спайности затруднено.

Весьма несовершенная спайность, или отсутствие спайности, — минерал раскалывается по случайным направлениям и всегда дает неровную поверхность излома.

Последние два вида спайности при макроскопической диагностике минералов различить довольно сложно, поэтому на практике применяют определение *несовершенная спайность.*

Как уже отмечалось, многие минералы обладают спайностью в нескольких направлениях. Степень совершенства спайности по разным направлениям может быть различной. Например, полевые шпаты обладают совершенной спайностью в одном направлении и средней спайностью в другом, причем угол между этими направлениями у разных минералов отличается.

Количество направлений спайности, угол между ними, степень ее совершенства являются одними из главных диагностических признаков при определении минералов. Чтобы успешно использовать эти признаки, необходимо уметь отличать плоскости спайности от граней кристалла. Плоскости спайности имеют более сильный блеск, чем грани и другие поверхности излома кристалла. Кроме того, при раскалывании кристалла плоскости спайности, в отличие от граней кристалла, наблюдаются в виде серии параллельных друг другу поверхностей.

Излом — вид поверхности, образующейся при раскалывании минерала. Эта характеристика дополняет описанную выше. Особенно она важна при изучении минералов, обладающих несовершенной и весьма несовершенной спайностью. Для таких минералов вид поверхности излома может являться важным диагностическим признаком. Различают несколько характерных видов излома.

У некоторых минералов на изломе может возникать характерная вогнутая или выпуклая концентрически-ребристая поверх-

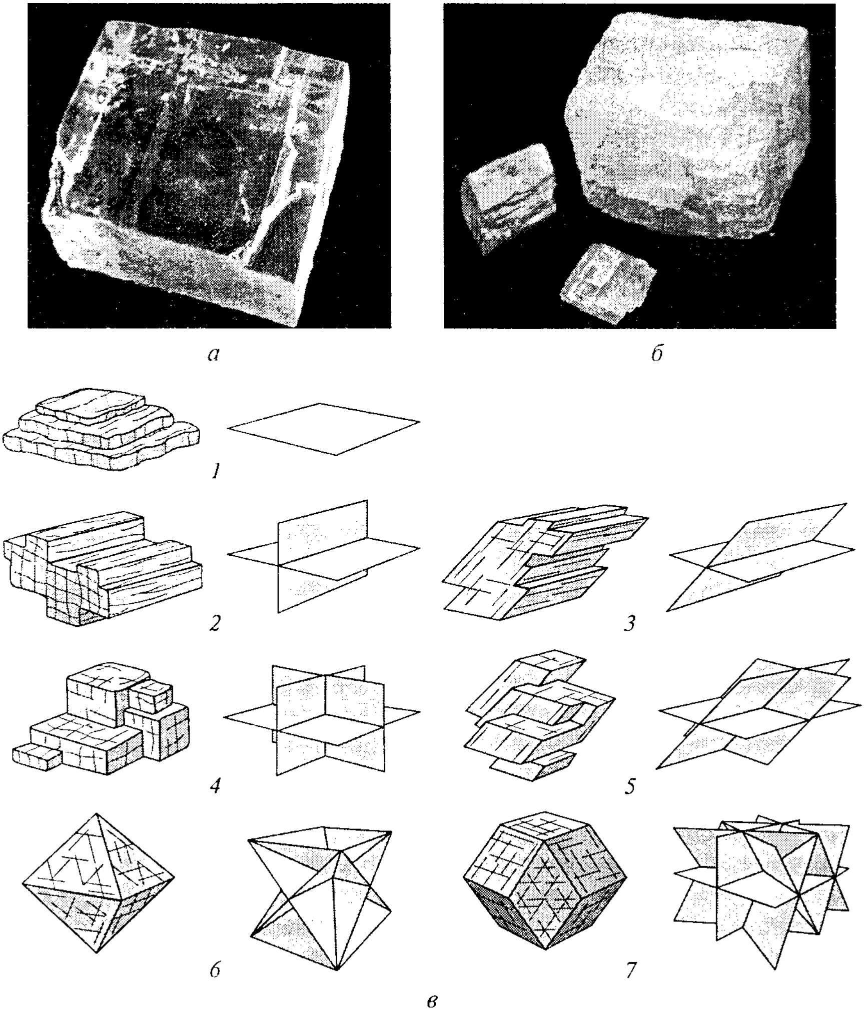


Рис. 1.9. Совершенная спайность:

а — выколки по спайности — кубик галита, ромбоэдры кальцита; *б* — заметны трещинки, развитые вдоль направлений спайности; *в* — различная ориентировка и количество плоскостей спайности: *1* — спайность в одном направлении, слюда; *2*— спайность в двух взаимно перпендикулярных направлениях, ортоклаз; *3* — спайность в двух неперпендикулярных направлениях, амфибол; *4* — спайность в трех взаимно перпендикулярных направлениях, галит; *5* — спайность в трех неперпендикулярных направлениях, кальцит; *6* — спайность в четырех направлениях, параллельных граням октаэдра, алмаз; *7* — спайность в шести направлениях, сфалерит

ность. напоминающая по форме раковину. Такой излом называется *раковистым.* Более сложной разновидностью раковистого излома является *излом,* называемый *«крышка часов»,* который образуется комбинацией поверхностей двух раковистых изломов при пересечении их ребристых валиков с возникновением характерного косо-сетчатого рисунка, напоминающего гравировку на поверхности крышки карманных часов. Этот тип излома иногда встречается у кварца. Однако чаще всего минерал раскалывается по неровной поверхности, не имеющей никаких характерных особенностей. Такой излом называется *неровным,* им обладают многие минералы, лишенные спайности. Самородные металлы, медь, железо и другие минералы обнаруживают *крючковатый излом;* самородное серебро имеет *рубленый* излом.

Минералы, обладающие совершенной спайностью в 1—2 направлениях, дают *ровный излом;* если число направлений совершенной спайности 2, 3 и более, то излом может быть *ступенчатым.*

Подчеркнем, что излом так же, как и спайность, относится к характеристике минерала и определяется на отдельном минеральном индивиде. Если минерал имеет незначительные размеры, то говорить о виде его излома весьма затруднительно. В таких случаях иногда описывают поверхность излома минерального агрегата, слагающего весь образец. Минеральные агрегаты тонко-столбчатого или волокнистого сложения характеризуются *занозистым, щепковидным* или *игольчатым изломом* с характерной поверхностью, покрытой ориентированными в одном направлении занозами. Тонкозернистые агрегаты, сложенные, например, каолинитом или лимонитом, могут обладать *землистым изломом* с матовой шероховатой поверхностью. Для крупнозернистых агрегатов обычен *зернистый излом.*

Твердость — способность минерала сопротивляться внешнему механическому воздействию — царапанию, резанию, вдавливанию. Этот признак, как и большинство других, зависит от внутреннего строения минерала и отражает прочность связей между узлами решетки в кристаллах. В полевых условиях относительная твердость минералов определяется царапаньем одного минерала другим.

Для оценки относительной твердости минерала используется эмпирическая шкала, предложенная в начале прошлого столетия австрийским минералогом Ф.Моосом (1772— 1839) и известная в минералогии как шкала твердости Мооса. В шкале в качестве эталонов используются десять минералов с известной и постоянной твердостью. Эти минералы располагаются в порядке возрастания твердости. Первый минерал — тальк — соответствует самой низкой твердости, принятой за 1, последний минерал — алмаз — соответствует самой высокой твердости 10. Каждый предыдущий минерал шкалы царапается последующим минералом.

Эталонами шкалы Мооса служат следующие минералы:

1. Тальк $Mg3[Si_4O_{10}](OH)_2$.
2. Гипс $CaS0_4.2H_20$.
3. Кальцит $CaCO_3$.
4. Флюорит CaF_2.
5. Апатит $Ca_5[P0_4]_3(F,Cl)$.
6. Ортоклаз $K[AlSi_30_8]$.
7. Кварц $Si0_2$.
8. Топаз $Al_2[Si0_4l(F,OH)_2$.
9. Корунд $A1_20_3$.
10. Алмаз С.

Особо подчеркнем, что шкала Мооса является шкалой относительной. Так, инструментально измеренная абсолютная твердость алмаза больше твердости талька не в 10 раз, а примерно в 4200 раз. К тому же возрастание твердости в пределах шкалы происходит от эталона к эталону весьма неравномерно.

Для определения относительной твердости минерала по его свежей (невыветрелой) поверхности с нажимом проводят острым углом минерала-эталона. Если эталон оставляет царапину, значит, твердость изучаемого минерала меньше твердости эталона, если не оставляет — твердость минерала больше. В зависимости от этого выбирают следующий эталон выше или ниже по шкале до тех пор, пока твердость определяемого минерала и твердость минерала-эталона совпадут или окажутся близкими, т.е. оба минерала не царапаются друг другом или оставляют слабый след. Если исследуемый минерал по твердости оказался между двумя этатонами, его твердость определяется как промежуточная, например 3,5.

Иногда твердость одного и того же минерала зависит от кристаллографического направления и может быть различна ятя разных граней кристалла. Это характерно для анизотропных (неравносвойственных) кристаллов.

Для ориентировочной оценки относительной твердости минералов в полевых условиях можно использовать грифель простого мягкого карандаша (твердость 1), ноготь (2 — 2,5), медную проволоку или монету (3 — 3,5), стальную иголку, булавку, гвоздь или нож (5 — 5,5), стекло (5,5 — 6), напильник (7). Очень удобно использовать стальную иглу, так как ее твердость приходится примерно на середину шкалы Мооса и в зависимости от результата царапанья сразу становится ясно, вниз или вверх по шкале следует брать эталон для определения твердости исследуемого минерала. Кроме того, стальная иголка достаточно тонкая и длинная, чтобы исследовать даже очень маленькие и расположенные в углублениях образца минеральные выделения.

Плотность для различных минералов колеблется от 0,9 до 21 г/$см^3$. Точное определение ее может быть проведено в лабораторных условиях. По плотности все минералы могут быть разбиты

на три категории: *легкие* — плотность до 2,5 г/см^3 (гипс, каменная соль), *средние* — плотность до 4 г/см^3 (кальцит, кварц, полевые шпаты, слюды) и *тяжелые* — плотность более 4 г/см^3(галенит, магнетит). Плотность большинства минералов — от 2 до 5 г/см^3. Для быстрой ориентировочной оценки плотности минерала прибегают к его простому «взвешиванию» на руке с оценкой «тяжелый», «средний», «легкий».

Из механических свойств, которые могут быть использованы как диагностические признаки минералов, следует упомянуть хрупкость и ковкость. *Хрупкость* — свойство вещества крошиться под давлением или при ударе. *Ковкость* — свойство вещества под давлением расплющиваться в тонкую пластинку, быть пластичным.

Особые свойства. Для некоторых минералов характерны особые, только им присущие свойства — вкус, запах, магнитность, двойное лучепреломление, реакция с соляной кислотой, иризация и некоторые другие. Особыми свойствами обладают далеко не все минералы, но их наличие облегчает решение диагностических задач.

Вкус. Соленым вкусом обладает галит (каменная соль), горько-соленым — сильвин. Кроме того, эти минералы легко растворяются в воде и обладают *гигроскопичностью* — способностью поглощать воду.

Запах. Специфическим запахом, «запахом чертовщины», обладает сера, особенно если двумя образцами постучать друг о друга. Выделения арсенопирита при трении издают запах чеснока.

Магнитность устанавливается по способности минерала отклонять магнитную стрелку, например компаса. Магнитностью обладают магнетит, пирротин и некоторые другие минералы.

Двойное лучепреломление — раздвоение световых лучей при прохождении через анизотропные кристаллы. Это свойство присуще ряду минералов, но особенно хорошо оно выражено у прозрачных разностей кальцита, называемых исландским шпатом. Если через исландский шпат рассматривать, например, печатный текст, то возникает двойное изображение. Все буквы как будто раздваиваются (рис. **1.10**).

Реакция с соляной кислотой. Некоторые минералы класса карбонатов вступают в реакцию с соляной кислотой, сопровождающуюся выделением углекислого газа. Для кальцита, например, эта реакция проходит весьма бурно. Говорят, что минерал «вскипает»: $CaC0_3 + 2HC1 = CaC1_2 + H_20 + C0_2$.

У некоторых минералов, например Лабрадора, в зависимости от условий освещения на поверхности могут возникать разноцветные радужные блики. Такое свойство минералов получило название *иризации* (от греч. *iridos* — радуга). Оно обусловлено интерференцией световых волн при прохождении сквозь микроскопические параллельно ориентированные пластинки или трещины.

Рис. 1.10. Двойное лучепреломление исландского шпата — прозрачной разновидности кальцита

При макроскопическом определении минералов необходимо учитывать и анализировать весь комплекс свойств. Описание целесообразно вести последовательно, определяя все указанные выше характеристики, начав с формы выделения исследуемого минерала в описываемом образце. В конце описания уместно сформулировать выводы, в которых подчеркиваются основные диагностические свойства изучаемого минерала, позволяющие отнести его к тому или иному виду. Желательно указать происхождение минерала и области его применения.

1.5. Классификация минералов и их характеристика

В основу современной *классификации минералов* положены кристаллохимические принципы, учитывающие химический состав и кристаллическую структуру минералов. Единицей такой классификации является *минеральный вид.* Сходные по составу и структуре минеральные виды объединяют в *группы, подклассы* и *классы.* Крупнейшим систематическим подразделением является *тип.*

Всего в царстве минералов выделяют пять типов: простые вещества, сульфиды и их аналоги, оксиды и гидроксиды, соли кислородных кислот и галогениды. Тип простых веществ делится на

металлы и неметаллы, тип сульфидов — на собственно сульфиды, теллуриды и арсениды. Наибольшее число классов насчитывается в типе солей кислородных кислот. Минералы этого типа классифицируются по комплексным анионам. Выделяются классы силикатов, боратов, карбонатов, сульфатов и др. Более детальное подразделение внутри классов обычно проводят по структурным особенностям минералов.

В курсе «Общая геология» рассматриваются представители девяти классов. Это — самородные элементы, сульфиды, оксиды и гидроксиды, галогениды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, силикаты и алюмосиликаты.

В настоящее время известно около 3500 минералов, а вместе с их разновидностями — более 5000. Однако широкое распространение в пределах литосферы Земли имеют всего 400 минералов. Наиболее часто встречающиеся из них, называемые *главными породообразующим минералами,* и будут рассмотрены нами.

1.5.1. Класс самородных элементов, или простых веществ

Минералы, относимые к классу самородных элементов, сложены атомами одинаковых или близких по строению и свойствам химических элементов. На сегодняшний день в природе известно более 30 элементов, находящихся в самородном состоянии. Самородные элементы, образующие минералы, могут быть представлены металлами, полуметаллами и неметаллами.

Самородное состояние характерно для благородных металлов, а также для меди. Широко известно метеоритное самородное железо и его сплавы с никелем и кобальтом (железные и железокаменные метеориты). Самородные металлы в чистом виде довольно редки. Чаще всего они встречаются в виде твердых растворов, которые можно рассматривать как сплавы природного происхождения. Из неметаллических элементов наиболее обычны сера и углерод. Реже встречаются так называемые полуметаллы — мышьяк, сурьма, висмут.

Для самородных элементов характерен полиморфизм. Например, углерод может выделяться в виде графита и алмаза. Сера также имеет две модификации. Известны полиморфные модификации самородного железа.

По происхождению самородные элементы связаны в основном с эндогенными процессами — магматическим, гидротермальным, метаморфическим. Самородные серебро и медь иногда образуются в зонах окисления рудных сульфидных месторождений. Промышленные месторождения благородных самородных металлов (золото, платина) могут возникать при формировании россыпей.

Роль самородных элементов в строении литосферы невелика. Они составляют немногим более 0,1 % общей массы земной коры

и не являются главными породообразующими минералами. Однако некоторые из них имеют практическое значение. Наиболее распространены в самородном виде благородные металлы — платина, золото, серебро.

Сера S. Происхождение названия неясно. Часто содержит примеси As, Se, Te.

Форма выделения — кристаллы дипирамидальной формы. Дипирамиды часто усечены и образуют красивые друзы и щетки. Часто находится в мелкокристаллических скоплениях и землистых массах, а также в виде натеков и налетов.

Цвет — лимонно-желтый, колеблется от желтого, зеленовато-желтого, коричневато-желтого до бурого и черного (от органических примесей).

Черта — светло-желтая, иногда чуть более темная в зависимости от окраски конкретного минерального индивида.

Блеск — от стеклянного на гранях кристаллов до алмазного. На изломе — жирный, смолистый. В натечных и землистых агрегатах — восковой.

Прозрачность — от прозрачных чистых до просвечивающих по тонкому краю кристаллов.

Спайность — несовершенная или отсутствует.

Излом — неровный, часто раковистый. Минерал очень хрупкий.

Твердость — 1,5 — 2.

Плотность — 2 — 2,1 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, блеск.

Происхождение — чаще всего эндогенное пневматолитовое, образуется из паров и газов, выделяющихся при или после вулканических извержений. Может возникать в гипергенных условиях в результате разложения сульфидов и гипса, а также может иметь осадочное биохимическое происхождение — образовываться благодаря жизнедеятельности серных бактерий. Месторождения осадочной серы в России расположены в Поволжье (Алексеевское). Пневматолитовые месторождения широко распространены на Курильских островах.

Применение — для производства серной кислоты; для получения сульфат-целлюлозы; в резиновой и текстильной промышленности сера применяется для производства красок, взрывчатых веществ и ядохимикатов для борьбы с вредителями сельского хозяйства.

Графит C. Название произошло от греч. *grapho* — пишу.

Форма выделения — чаще всего мелкие шестиугольные кристаллики, слагающие плотные чешуйчатые, пластинчатые или землистые массы. Известна аморфная форма углерода — *шунгит,* образующаяся при метаморфизме каменного угля.

Цвет — железо-черный, темный стально-серый, мокрого асфальта.

Черта — черная или темно-серая, жирная, блестящая; минерал пачкает руки, пишет на бумаге.

Блеск — металловидный.

Прозрачность — непрозрачный.

Излом — ровный по спайности или ступенчатый в направлении, перпендикулярном спайности.

Спайность — весьма совершенная в одном направлении; обусловливает хорошие смазочные свойства графита (графитовые смазки).

Твердость — 1.

Плотность — 2,2 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, цвет черты, низкая твердость.

Происхождение — эндогенное, метаморфическое и контактово-метаморфическое. Графит может образовываться в результате процессов регионального метаморфизма и встречаться в мраморах, гнейсах, кристаллических сланцах, а также при метаморфизме углей и пород, содержащих органическое вещество, на контакте с магматическими телами. Иногда графит встречается в магматических породах и в метеоритах. Наиболее крупные месторождения в России находятся в Восточном Саяне (Ботогольское), в Каракалпакии (Тас-Казган), в низовьях Енисея (Ногинское и Курейское).

Применение — для производства литейных тиглей в металлургической промышленности; для производства электродов в электротехнической промышленности; как замедлитель и отражатель нейтронов в атомной промышленности; как смазочный материал; для производства карандашей, красок; в резиновой промышленности.

Алмаз С. Название произошло от греч. *adamas* — непреодолимый, первоначально так называли сталь. Окрашенные и непрозрачные алмазы могут содержать примеси оксидов Si, Mg, Ca, Fe, AJ, Ti, а также включения других минералов.

Форма выделения — кристаллы октаэдрической, додекаэдрической формы, часто со штриховкой на гранях, двойники срастания.

Цвет — бесцветный, белый, серый, желтый, синий, черный.

Черта — получить затруднительно из-за высокой твердости минерала.

Блеск — алмазный.

Прозрачность — прозрачный, иногда от мутного до непрозрачного.

Спайность — совершенная в четырех направлениях, параллельных граням октаэдра.

Излом — раковистый.

Твердость — 10. Самый твердый минерал. Хрупкий.

Плотность — 3,5 г/см^3.

Главные диагностические признаки — очень высокая твердость, алмазный блеск.

Происхождение.. 1. Магматическое — образуется в трубках взрыва. Встречается среди специфических магматических ультраосновных пород — кимберлитов. 2. Благодаря высокой твердости алмазы могут накапливаться в россыпях. В России месторождения первичных (магматических) и вторичных (россыпных) алмазов известны в Якутии. Россыпные месторождения алмазов находятся также в западном Предуралье, Архангельской области.

Применение — чистые прозрачные алмазы являются ценнейшими драгоценными камнями, из которых после обработки получают бриллианты. Неювелирные разновидности алмазов используют как абразивный и режущий материал, при бурении, шлифовании, резке стекла и металлов.

Медь Cu. Обычно содержит примеси Fe, Ag, Au, As.

Форма выделения — чаще всего сплошные массы или дендриты, реже моховидные и проволочные выделения. Редко встречается в виде кристаллов кубической формы.

Цвет — медно-красный, иногда с коричневой побежалостью.

Черта — медно-красная, блестящая.

Блеск — металлический.

Прозрачность — непрозрачный.

Спайность — отсутствует.

Излом —- крючковатый.

Твердость — 2,5 — 3.

Плотность — 8,9 г/см^3.

Особые свойства — ковкая.

Главные диагностические признаки — цвет, блеск, низкая твердость.

Происхождение. 1. Эндогенное гидротермальное низкотемпературное. 2. Экзогенное в зоне окисления медных месторождений и в россыпях. Месторождения самородной меди известны на Урале. Россыпные месторождения — в Восточном Саяне.

Применение — электротехника, приборостроение, машиностроение. Из меди изготавливают электропровода, теплообменники, трубопроводы, используют в различных сплавах.

Золото Au. В небольших количествах содержит Ag, Pd, Rh, Cu, Fe. Золото, содержащее более 20 % серебра, называется *электрум.*

Форма выделения — плотные массы, листочки, блески. В кристаллах находится редко, кристаллы — октаэдры, гексаэдры, додекаэдры. Иногда образует дендриты и нитевидные проволочки.

Цвет — золотисто-желтый, ярко-желтый; с примесями — бледно-желтый, красно-желтый, зеленоватый.

Черта — золотисто-желтая, блестящая.

Блеск — металлический.

Прозрачность — непрозрачный.

Спайность — отсутствует.

Излом — крючковатый.

Твердость — 2 — 3.

Плотность — 19,3 г/см^3.

Особые свойства — очень ковкое и тягучее, обладает высокой химической стойкостью, не окисляется, не растворяется в кислотах (кроме царской водки).

Главные диагностические признаки — цвет, блеск, низкая твердость, большая плотность.

Происхождение. Можно выделить два основных генетических типа золота: 1. Первичное, коренное, для которого наиболее характерно гидротермальное происхождение в кварцевых и кварцево-сульфидных жилах. 2. Вторичное, россыпное, золото. Коренные месторождения золота известны на. Среднем (Березовское) и Южном (Кочкарское) Урале, в Восточной Сибири (Дарасунское, Балейское), на Алдане и на северо-востоке России. Россыпные месторождения распространены на Урале, Алтае, Саянах, в Енисейской тайге, Иркутской области (Ленские прииски), по рекам Печоре, Алдану, Амуру, а также на северо-востоке Российской Федерации.

Применение — в ювелирном деле как важнейший драгоценный металл; для изготовления монет и медалей; в электронике, оптике, приборостроении, медицине.

1.5.2. Класс сульфидов

К классу сульфидов принадлежат минералы — сернистые соединения металлов, представляющие особый практический интерес, так как именно они являются главными рудообразуюшими минералами руд цветных металлов и часто выступают как носители золота.

Сульфиды обладают определенными физическими свойствами, характерными для всех представителей класса. Они обычно образуют плотные сплошные мелко- и крупнокристаллические массы, могут встречаться в виде прожилков, гнезд или в виде отдельных кристаллов. Как правило, имеют черную или темную черту, металлический блеск, высокую электропроводность. Основная часть сульфидов обладает высокой плотностью (до 8,5 г/см^3).

Большинство сульфидов имеет гидротермальное происхождение. Некоторые могут кристаллизоваться из магмы. Иногда они возникают и в результате экзогенных процессов, например в зоне окисления рудных месторождений, а также осадочным путем. Сульфиды обнаружены в метеоритах и в образцах лунного грунта. Содержание их в земной коре невелико и составляет около 0,15%. Наиболее широко распространены сульфиды железа (пирит — FeS_2), меди (халькопирит — $CuFeS_2$), свинца (галенит — PbS), цинка (сфалерит — ZnS) и некоторые другие.

Пирит FeS_2 ***{серный, или железный, колчедан).*** Название произошло от греческого *pyr* — огонь и отражает способность пирита искрить при ударе. Часто содержит примеси As, Co, Ni, Си, Аи, Se. Самый распространенный минерал класса сульфидов.

Форма выделения — плотные зернистые мелко- и среднекристаллические агрегаты, почковидные и желвакообразные выделения, часто хорошо ограненные кристаллы кубической формы.

Цвет — латунно-желтый, золотисто-желтый, соломенно-желтый, иногда с побежалостью.

Черта — отчетливо черная, иногда зеленовато-черная.

Блеск — яркий металлический.

Прозрачность — непрозрачный минерал.

Спайность — несовершенная.

Излом — неровный, иногда раковистый, в агрегатах зернистый.

Твердость — 6 — 6,5.

Плотность — 4,9— 5,2 г/см^3.

Особые свойства — штриховка на гранях куба, при ударе искрит и издает запах серы.

Главные диагностические признаки — цвет, цвет черты, блеск, высокая твердость.

Происхождение — полигенное. Пирит может образоваться практически всеми известными путями, главными из которых являются гидротермальный и магматический. Основные месторождения известны на Урале, Алтае, Кавказе.

Применение — главным образом для производства серной кислоты, при этом попутно могут извлекаться медь, золото и др.

Халькопирит $CuFeS_2$ ***(медный колчедан).*** Название произошло от греческого *chalkos* — медь и *пирит* (см. выше). Содержит примеси Se, Zn, Те, Ag, Au и др. Самый распространенный минерал меди.

Форма выделения — зернистые или скрытокристаллические массы, прожилки и вкрапления, реже почковидные выделения и кристаллы тетраэдрического вида.

Цвет — латунно-желтый, иногда с зеленоватым оттенком, с темно-желтой, коричневатой или радужной побежалостью.

Черта — жирная зеленовато-черная.

Блеск — металлический, иногда тускло-металлический.

Прозрачность — непрозрачный минерал.

Спайность — несовершенная.

Излом — неровный, иногда крючковатый.

Твердость — 3,5 — 4.

Плотность — 4,2 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, цвет черты, блеск, наличие пленок побежалости.

Происхождение. 1. Магматическое, связанное с ультраосновными и основными породами. 2. Гидротермальное — в жилах и лин-

зах с другими сульфидами; гидротермально-осадочное — в колчеданных месторождениях. 3. Контактово-метаморфическое, скарновое. 4. Осадочное — в медистых песчаниках. Крупнейшие месторождения халькопирита известны на Урале, Кузецком Алатау, Алтае, Закавказье, Норильском рудном районе.

Применение — халькопирит является важнейшей рудой на медь.

Сфалерит ZnS (цинковая обманка). Название произошло от греческого *sphaleros* — обманчивый.

Форма выделения — кристаллы в форме тетраэдров, иногда кубооктаэдров и додекаэдров. Агрегаты обычно зернистые, массивные и полосчатые, реже представлены скрытокристаллическими, почковидными выделениями. Почти всегда в агрегатах сопровождается другими сульфидами.

Цвет — преимущественно коричневый, разной интенсивности и оттенков, от почти черного до медово-желтого и бесцветного, в зависимости от содержания примесей.

Черта — от коричневой или желтовато-коричневой до светлой и желтоватой у светлоокрашенных разностей. Коричневая черта позволяет отличать сфалерит от других сульфидов и похожих на него минералов: гематита и магнетита.

Блеск — алмазный, иногда жирный или металловидный.

Прозрачность — обычно непрозрачный минерал, но может быть полупрозрачным и даже прозрачным, в зависимости от окраски.

Спайность — совершенная в шести направлениях, параллельных граням ромбододекаэдра.

Излом — по спайности. В агрегатах неровный, зернистый.

Твердость — 3,5 — 4.

Плотность — 3,9 — 4,1 г/см^3.

Главные диагностические признаки — блеск, цвет черты, совершенная спайность в шести направлениях.

Происхождение. 1. Чаще всего имеет гидротермальное происхождение. Встречается в ассоциации с другими сульфидами. 2. Иногда образуется хемогенно-осадочным путем в каменных углях. Месторождения сфалерита известны на Алтае, Урале, Забайкалье и Приморье.

Применение — важнейшая руда для получения цинка. Попутно могут извлекаться редкие и рассеянные элементы. Иногда используется в ювелирном деле (кристаллы красного и желтого цвета).

Галенит PbS (свинцовый блеск). Название произошло от латинского *galena* — свинцовая руда. Содержит примеси Ag (иногда более 1 %), Fe, Cu, Zn, Se, Bi, Fe, As, Sb и др.

Форма выделения — кристаллы в форме кубов, октаэдров и кубооктаэдров. Часто выделяется в виде сплошных плотных мелкозернистых масс. Характерна ассоциация с другими сульфидами, особенно со сфалеритом.

Цвет — свинцово-серый.

Черта — жирная, серовато-черная, блестящая.

Блеск — сильный металлический.

Прозрачность — непрозрачный материал.

Спайность — совершенная в трех направлениях, параллельных граням куба.

Излом — ступенчатый по спайности, под прямыми углами. Минерал хрупкий.

Твердость — 2,5 — 3.

Плотность — 7,2 — 7,6 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, цвет черты, блеск, низкая твердость, высокая плотность.

Происхождение. 1. Гидротермальное, низко- и среднетемпературное. 2. Контактово-метаморфическое, скарновое. 3. Осадочное — образует вкрапленность в обогащенных органикой карбонатных породах. Месторождения галенита известны на Кавказе, Алтае, Забайкалье, Приморье.

Применение — как важнейшая руда на свинец. Из галенита в существенных количествах могут извлекаться также Ag, Bi, Cu, Zn и другие металлы.

1.5.3. Класс оксидов и гидроксидов

К классу оксидов и гидроксидов относятся минералы, образованные соединениями металлов и полуметаллов с кислородом, с гидроксильной группой OH^- и/или водой. Подобные соединения могут образовывать около 30 химических элементов. Такие минералы очень широко распространены в природе и играют большую роль в строении литосферы. Известно около 200 представителей класса оксидов и гидроксидов. Они составляют примерно 5 % литосферы и около 17 % земной коры. Самым широким распространением пользуется оксид кремния $Si0_2$. Многообразны оксиды и гидроксиды железа.

Почти все минералы описываемого класса обладают кристаллическими структурами, однако существуют и аморфные соединения. В химическом отношении рассматриваемые минералы делятся на простые и сложные оксиды. Для простых оксидов изоморфизм мало характерен, содержание в них примесей обычно не превышает 1 %. В сложных оксидах наблюдаются довольно широкие изоморфные замещения.

Значительное число оксидов и гидроксидов образуется в экзогенных условиях в результате процессов минералообразования, протекающих в самых верхних частях земной коры при участии свободного кислорода атмосферы. Однако они могут образоваться и в эндогенных условиях: магматическим, гидротермальным и метаморфическим путями, например минералы гидрогётит и опал.

Практическое значение минералов этого класса велико, так как они образуют руды черных, цветных и редких металлов, слагают многие неметаллические полезные ископаемые, а также играют заметную роль как драгоценные и поделочные камни.

Оксиды

Кварц $\boldsymbol{SiO_2}$. Это название восходит к средним векам, произошло оно, по-видимому, от немецкого *Querklufterz* — руда секущих жил или от немецкого *Qovars* — вершина, так как кварц часто образует на поверхности возвышающиеся коренные выходы — гривки.

Кварц является одним из самых распространенных на Земле минералов. Кремнезем ($Si0_2$) имеет несколько полиморфных модификаций, каждая из которых характеризуется определенными пределами температурной устойчивости и устойчивости по давлению. К высокотемпературным разновидностям кварца относятся *кристобалит* (1470—1710 °С), *тридимит* (870—1470 °С), *а-кварц* (575 — 870 °С). Низкотемпературный *В-кварц* кристаллизуется при температурах менее 575 °С. При высоких давлениях кристаллизуются *стишовит* и *коэсит.*

Выделяется также несколько цветовых разновидностей кварца: *горный хрусталь* — бесцветный, *аметист* — фиолетовый, *дымчатый кварц (раухтопаз)* — от светло- до темно-коричневого, *морион* — черный кварц, *празем* — зеленый кварц, *цитрин* — лимонно-желтый, *авантюрин* — кварц с рассеянными внутри пластинками слюды или гематита и некоторые другие.

Скрытокристаллическую разновидность кварца называют *халцедоном.* Халцедон также имеет несколько цветовых разновидностей: *сердолик* — оранжево-красный, *плазма* — зеленый, *хризопраз* — яблочно-зеленый, *сардер (сард, или сардоникс)* — красновато-бурый или коричневый. Полосчатые разновидности халцедона носят название *агатов* и *агатовых ониксов.* Разновидности с красивым рисунком, напоминающим пейзаж, называют *моховыми агатами.* Халцедоновая порода со значительной примесью других минералов, придающих разнообразные цвета и оттенки, называется *яшмой* (с красивым рисунком — *пейзажной яшмой),* а халцедоновая порода с примесью песка и глины — *кремнием.*

Форма выделения — очень разнообразные формы выделения. Кристаллы, как правило, хорошо ограненные, удлиненно-призматические, призмы шестигранные, иногда бипирамидальные, часто с горизонтальной штриховкой на гранях. Кристаллы кварца могут образовывать красивые друзы и щетки, а также слагать кристаллические агрегаты. Скрытокристаллический кварц, халцедон, образует секреции и конкреции, может встречаться в натеках корко-, почко- и желваковидной формы.

Цвет — обычно серовато-белый, молочно-белый, серый. Может быть дымчатый, коричневый, черный, фиолетовый, зеленый, окрашенные разновидности имеют свои названия (см. выше).

Черта — получить затруднительно из-за высокой твердости минерала. Царапает фарфоровую пластинку.

Блеск — жирный, на гранях может быть стеклянным. Халцедон имеет восковой или жирный блеск.

Прозрачность — минерал от прозрачного (горный хрусталь) до просвечивающего в тонком сколе (морион). Халцедон, как правило, полупрозрачный или просвечивающий по тонкому краю.

Спайность — отсутствует или несовершенная.

Излом — раковистый, неровный, иногда сетчатый типа «крышки часов».

Твердость — 7.

Плотность — 2,5 — 2,6 г/см^3.

Главные диагностические признаки — жирный блеск, раковистый излом, высокая твердость.

Происхождение. 1. Магматическое в гранитах и пегматитах, вкрапленники в риолитах, халцедоновые миндалины в вулканических породах. 2. Гидротермальное. Кварц самый распространенный минерал гидротермальных жил. 3. Скарновое. 4. Главный минерал таких метаморфических пород, как гнейсы и кварциты. 5. Благодаря высокой устойчивости к выветриванию накапливается при разрушении кварцсодержащих пород и образует кварцевые пески и песчаники. Месторождения кварца представлены в основном пегматитовым и гидротермальным кварцем и хорошо известны на Урале, в Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском районах Сибирской платформы. Сердолик и другие разновидности халцедона известны в бассейнах рек Вилюя и Нижней Тунгуски, в Якутии; широко известны яшмы Южного Урала. Чистые кварцевые пески известны в пределах Русской платформы: в Московской (Люберцы) и Владимирской (Гусь-Хрустальный) областях.

Применение — в настоящее время кварц и его разновидности широко применяются в электронике, радиотехнике, оптике, точной механике, особенно высоко ценится пьезокварц. Кварцевые пески используют как сырье для стекольной промышленности и производства силикатного кирпича. Кварцевые песчаники и кварциты находят применение как строительные камни и облицовочный материал. Драгоценные и поделочные разновидности кварца используют в ювелирном деле.

Корунд $\boldsymbol{Al_2O_3}$. Иногда содержит примеси Fe, Cr, Ti и др. Название происходит из Индии (от санскрит, *kuruwinda* — корунд). Имеет драгоценные разновидности *рубин* — красного цвета, *сапфир* — синего цвета. В качестве разновидности также рассматривают наждак — зернистую корундовую породу серовато-черного цвета с примесью гематита, магнетита и некоторых других минералов.

Форма выделения — кристаллы столбчатой, призматической, бочонковидной формы, иногда уплощенные таблитчатые. Встречается также в сплошных зернистых агрегатах.

Цвет — серый, серовато-синий. У ювелирных разностей — синий, красный, розовый, фиолетово-розовый и др. В коллекции Минералогического музея Санкт-Петербургского горного института хранятся корунды с острова Шри-Ланка более 40 различных расцветок.

Черта — получить черту не представляется возможным из-за высокой твердости минерала. Он царапает фарфоровую пластинку.

Блеск — стеклянный до алмазного.

Прозрачность — минерал от непрозрачного и просвечивающего по тонкому краю до прозрачного (драгоценные разновидности).

Спайность — отсутствует.

Излом — неровный, иногда раковистый или занозистый.

Твердость — 9.

Плотность — 3,9 — 4,1 г/см^3.

Главные диагностические признаки — форма кристаллов, блеск, высокая твердость.

Происхождение — эндогенное: метаморфическое, контактово-метаморфическое. Может накапливаться в экзогенных условиях в россыпях.

Применение — корунд и наждак используют как абразивный материал. Драгоценные разновидности используются в ювелирном деле, квантовой электронике, часовом деле и приборостроении.

Гематит Fe_2O_3. Название произошло от греческого *haimatos* — кровь и обусловлено специфической окраской минерала. Содержит примеси Мп (до 17 %), Al (до 14 %), Ti (до 11 %) и др. Разновидности: *железный блеск,* или *спекулярит,* — стально-серые до черных кристаллы; *красный железняк* — буровато-красные скрытокристаллические массы; *кровавик,* или *красная стеклянная голова,* — почковидные натеки; *мартит* — псевдоморфоза гематита по магнетиту.

Форма выделения — кристаллы пластинчатые, ромбоэдрические, реже призматические. Среди кристаллических агрегатов различают листоватые (железная слюдка, железная роза), зернистые (железный блеск, спекулярит), чешуйчатые и жирные на ощупь (железная сметана), скрытокристаллические (красный железняк), натечные и почковидные (красная стеклянная голова, кровавик), землистые и оолитовые.

Цвет — красный, буро-красный до стально-серого и черного.

Черта — вишнево-красная, цвета прелой вишни, цвета запекшейся крови. Цвет черты — очень важный диагностический признак.

Блеск — от металлического и полуметаллического до матового.

Прозрачность — минерал от непрозрачного до просвечивающего по тонкому краю. Просвечивающие разности имеют кроваво-красный цвет.

Спайность — отсутствует.

Излом — неровный, в агрегате часто пластинчатый.

Твердость — 5 — 6.

Плотность — 5,2 — 5,3 г/см^3.

Особые свойства — некоторые разновидности могут обладать слабым плеохроизмом в красно-коричневых тонах.

Главные диагностические признаки — цвет, цвет черты, отсутствие спайности, твердость.

Происхождение. 1. Гидротермальное высоко- и среднетемпературное. 2. Контактово-метаморфическое, скарновое. 3. Метаморфогенное, связанное с железистыми кварцитами. 4. Экзогенное, в зонах окисления и выветривания богатых железных руд. В России находятся многочисленные месторождения гематита, приуроченные к железистым кварцитам крупнейшей железорудной провинции — Курской магнитной аномалии (КМА). Месторождения гематита известны также в Карелии. Распространенность гематита довольно широкая.

Применение — как важнейшая железная руда используется для изготовления красок. Разновидности кровавик и железный блеск используются как поделочные камни.

Магнетит Fe_2O_4 (магнитный железняк). Название от греческого *magnetes* — магнитный камень. По другим толкованиям, минерал назван по области Магнезиа или по имени пастуха Магнеса, который, якобы, первый нашел природный магнит — магнетит. Часто содержит примеси Mg, Ti, Cr, Mn.

Форма выделения — кристаллы в виде октаэдров, реже ромбододекаэдров. Обычно встречается в виде плотных, сливных мелкокристаллических агрегатов, иногда в виде вкрапленности в породе.

Цвет — черный.

Черта — черная.

Блеск — металлический, иногда металловидный.

Прозрачность — непрозрачный минерал.

Спайность — отсутствует.

Взлом — раковистый, в агрегате неровный.

Твердость — 5,5 — 6.

Плотность — 4,9 — 5,3 г/см^3.

Особые свойства — сильно магнитен, отклоняет магнитную *стрелку.*

Главные диагностические признаки — магнитность, цвет, цвет черты, высокие твердость и плотность.

Происхождение. 1. Магматическое. 2. Скарновое. 3. Гидротермальное. 4. Метаморфическое. Также магнетит может накапливаться в

россыпях. Магматическое происхождение имеют Качканарское, Кусинское, Нижнетагильское и Первоуральске месторождения на Урале. Скарновые месторождения известны на Урале (Магнитогорское), а также в Красноярском крае и Южной Якутии. Гидротермальные месторождения известны в Иркутской области, где они образуют группу Ангаро-Илимских месторождений. Крупнейшие месторождения магнетитовых руд в железистых кварцитах на территории России приурочены к КМА.

Применение — как важнейший минерал железных руд.

Гидроксиды

Лимонит (бурый железняк) — смесь различных гидроксидов железа *(гётита* FeOOH, *гидрогётита* FeOOH • *n*$H_2$0, *лепидокрокита* FeO(OH), *гидролепидокрокита),* гидроксидов марганца, а также кремнезема и глинистых минералов. Название произошло от греческого *limon* — луг, по месту нахождения скоплений лимонита в болотах (болотная руда).

Форма выделения — землистые охристые агрегаты, порошкоподобные и хлопьевидные агрегаты, плотные натечные массы с гладкой блестящей поверхностью (черная стеклянная голова), сталак-

ты (бобовая руда).

Цвет — от желтого и охристого до темного красно-бурого и черного. Демонстрирует все цвета ржавчины.

Цвет черты — охряно-желтый, грязно-желтый, оранжевый.

Блеск — матовый, жирный, шелковистый, стекловидный, иногда металловидный.

Прозрачность — непрозрачный, иногда просвечивающий минерал.

Спайность — не определяется, так как это смесь минералов.

Излом — раковистый.

Твердость — 1,5 — 5,5 (в результате переменного состава).

Плотность — 2,7 — 4,3 г/$см^3$ (в результате переменного состава).

Главные диагностические признаки — форма выделения, цвет, цвет черты.

Происхождение. 1. Гипергенный в коре выветривания и зоне окисления сульфидных и железных месторождений образует «железные шляпы». 2. Химические и биохимические осадки на дне болот, озер, в прибрежной морской полосе. Редко гидротермальный. Широко представлен в европейской части России (Липецкое, Тульское, Хоперское месторождения и т.д.), на Урале (Байкальское — железная шляпа по сидериту, Комарове — Зигазинское и др.).

Применение — как железная руда, менее богатая, чем гематит-магнетитовые руды, но имеющая большое практическое значение.

Гётит FeOOH. Назван в честь немецкого писателя И.В. Гёте, проявлявшего активный интерес к проблемам геологии и минералогии.

Форма выделения — кристаллы призматической и игольчатой формы, почковидные натечные агрегаты с гладкой блестящей поверхностью, сталактиты с тонким радиально- и параллельно-волокнистым строением, конкреции, оолиты, секреции, жеоды. От сплошных мелкокристаллических до скрытокристаллических масс. Гидрогётит $FeOOH \cdot nH_2O$ — аморфный, выделяется в натечных образованиях.

Цвет — от светло-желтого до темно-коричневого и черно-бурого.

Черта — бурая, желтовато-коричневая, оранжевая, охряно-желтая.

Блеск — от алмазного до шелковистого и матового.

Прозрачность — непрозрачный минерал.

Спайность — совершенная.

Излом — неровный, шероховатый.

Твердость — 5,5.

Плотность — 3,3 — 4,3 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, черта, формы выделения.

Происхождение — осадочное, хемогенное в зонах окисления и выветривания содержащих железо минералов. Может быть биогенным.

Применение — в составе бурого железняка, являющегося железной рудой.

Бокситы (по названию французской деревни *Beaux).* Как и лимонит, бокситы сложены главным образом гидроксидами, но не железа, а алюминия: *пираргиллитом (гиббситом* — $Al(OH)_3$.), *бёмитом* — AlO(OH) и *диаспором* — AlOOH. Также в состав бокситов входят каолин, кремнезем, окислы железа. Бокситы представлены в основном тремя разновидностями — каменистой, глиноподобной и рыхлой, с матовым блеском и землистым изломом. Чаще всего они кирпично-красные или красноватые за счет присутствия гидроксидов железа, но могут быть и белыми, сероватыми, пятнистыми и даже зелеными и черными, в зависимости от примесей. Бокситы имеют, как правило, оолитовое или массивное сложение. Выделения слагающих их минералов очень мелки, менее 0,005 мм. Происхождение бокситов экзогенное. Они образуются, главным образом, в корах выветривания, в условиях тропического климата. В России крупные месторождения бокситов известны в Ленинградской области (Тихвинское) и Северо-Уральском бокситоносном районе. Бокситы являются главной рудой для производства алюминия, а также используются в качестве флюса, адсорбента, для приготовления электрокорун-

да, быстротвердеющего портландцемента, квасцов и огнеупоров.

Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$. Название произошло от санскритского *upala* — драгоценный камень. В греческом языке это звучало как *opaloe,* в латинском — *opalus.* Аморфный, твердый гидрогель. Имеет глобулярное внутреннее строение. Отличается высокой непостоянностью химического состава. Содержание воды колеблется от 1 до 21 %. Часто содержит примеси Fe, Cr, Ni, Cu, Mn и др. Разновидности: *драгоценный,* или *благородный, опал* — обладает характерной игрой цвета и опалисценцией, *гидроопал* — сильно пористый, прозрачный в воде, *гиалит* (стеклянный опал) — образует сталактиты и шаровидные выделения, *молочный опал* — молочно-белый опал. Среди благородных опалов также выделяют несколько разновидностей. *Пламенный, ИЛИ огненный, опал* — огненно-красный или красновато-коричневый. Окрашен соединениями железа. *Празопал* — окрашен солями никеля в яблочно-зеленый цвет. *Хиолит* — бесцветный опал. *Кахолонг* — фарфоровидный опал. Опалы, окрашенные слоями, называют *опал-агатами,* или *опал-ониксами,* камни с моховидными включениями — *моховыми опалами.*

Форма выделения — натечные выделения, почковидные желваки, сталактиты, сплошные стеклоподобные массы. Часто выполняет пустоты в вулканических породах, т. е. встречается в виде миндалин, секреций, жеод.

Цвет — бесцветный, белый, желтый, коричневый, голубой, синий. Благородные огненные опалы могут иметь оранжево-красные цвета.

Черта — светлая, получение черты затруднено из-за значительной твердости.

Блеск — жирный, восковой, перламутровый. Некоторые разновидности обладают красивой световой игрой — опалисценцией, обусловленной своеобразным рассеянием света.

Прозрачность — просвечивающий по тонкому краю, непрозрачный минерал. Благородные разновидности полупрозрачные до прозрачных.

Спайность — отсутствует вследствие отсутствия кристаллической решетки.

Излом — раковистый.

Твердость — 5,5 — 6,5.

Плотность — 1,9 — 2,5 г/см^3.

Главные диагностические признаки — отсутствие кристаллических образований, жирный блеск, раковистый излом.

Происхождение. 1. Главным образом экзогенное. Опал — характерный минерал кор выветривания. Образуется при разложении силикатов. 2. Значительное количество опала образуется осадочным биогенным путем в результате жизнедеятельности организмов, имеющих опаловый скелет, в особенности диатомовых во-

дорослей. 3. Может формироваться гидротермальным путем (в вулканических областях) из горячих источников, с образованием гейзеритов и кремнистых туфов. В России опаловые породы разрабатывают в центральных районах, особенно в Калужской и Курской областях, в Забайкалье. Месторождения лучших благородных опалов известны в Австралии, Мексике, Венгрии, Германии, Чехии.

Применение — как опаловые породы в производстве стройматериалов, термоизоляции и абразивных материалов. Благородные опалы широко используют в ювелирном деле.

1.5.4. Класс галогенидов

В классе галогенидов насчитывается примерно 100 минералов, представляющих собой соли галогеноводородных кислот HF, HCl, HBr и HI. Наибольшим распространением пользуются галит NaCl, сильвин KCl и флюорит CaF_2. Как породообразующие минералы галогениды имеют небольшое значение, но значительные их скопления могут представлять промышленный интерес в качестве сырья для химической и пищевой промышленности, сельского хозяйства, металлургии (флюсы).

Галит NaCl. Название произошло от греческого *hals* — соль.

Форма выделения — кубические хорошо ограненные кристаллы. Чаще всего выделяется в виде кристаллических агрегатов. Может образовывать натечные формы, корочки, налеты. Часто встречается вместе с хлоридом калия — сильвином, образуя соляную горную породу — сильвинит.

Цвет — бесцветный, белый, желтый, кирпично-красный, синий.

Черта — белая.

Блеск — стеклянный до жирного.

Прозрачность — минерал от прозрачного до просвечивающего.

Спайность — совершенная в трех направлениях, параллельных граням куба.

Излом — ступенчатый по спайности.

Твердость — 2,5.

Плотность — 2,2 — 2,3 г/см^3.

Особые свойства — соленый вкус, легко растворим в воде, гигроскопичен.

Главные диагностические признаки — вкус, форма кристаллов, блеск, твердость.

Происхождение. 1. Главным образом осадочное, хемогенное, в озерах и морских лагунах. Может переотлагаться в виде натеков в соляных пещерах. В небольших количествах может образовываться как выцветы на почвах в районах засолонения. 2. Иногда формируется в результате осаждения из паров при вулканической деятельности. Месторождения известны на Урале (Соликамское место-

рождение — крупнейшее в мире), в Нижнем Поволжье (самоосадочные озера Эльтон и Баскунчак) и Иркутской области.

Применение — в пищевой и химической промышленности; также для получения металлического натрия и легированных натрием сплавов. Соляные пещеры и старые выработки используют в лечебных целях.

Сильвин KCl Назван в честь французского химика Сильвие деля-Баш.

Форма выделения — кубические, реже октаэдрические и призматические кристаллы, образующие сплошные зернистые массы. Иногда образует столбчатые и волокнистые кристаллы. Вместе с галитом образует соляную горную породу — сильвинит.

Цвет — бесцветный, молочно-белый, иногда серый, темнокрасный, красноватый или розоватый от механических примесей гематита.

Черта — бесцветная ИЛИ белая.

Блеск — от стеклянного до жирного.

Прозрачность — минерал от прозрачного до просвечивающего.

Спайность — совершенная по кубу.

Излом — по спайности, часто ступенчатый.

Твердость — 2.

Плотность — 2 г/см^3.

Особые свойства — горько-соленый, едкий вкус, растворим в воде.

Главные диагностические признаки — вкус, форма кристаллов, невысокая твердость.

Происхождение — типичное хемогенно-осадочное, как и у галита. Может также образовываться за счет возгонов при вулканической деятельности. Крупнейшим месторождением в России является Соликамское (вместе с галитом) на Урале.

Применение — как важнейшее сырье для калийных удобрений; в медицине (sal digestinum Sylvii — слабительная соль), пиротехнике, фотоделе, производстве красок.

Флюорит CaF_2 (плавиковый шпат). Название произошло от латинского *fluoticum* — плавящий, так как издавна используется в металлургии для получения более легкоплавких смесей. Отсюда и другое его название — плавиковый шпат. Может содержать примеси Y, U, Sr и др., которые окрашивают минерал в различные тона. Выделяют бесцветную разновидность — *оптический флюорит,* используемый в оптике, а также разновидность, образовавшуюся осадочным путем, — *ратовкит.*

Форма выделения — кристаллы в виде кубов, октаэдров, кубооктаэдров, реже ромбододекаэдров. Могут образовывать друзы и щетки. Встречается в виде *сплошных кристаллических масс, а также* ритмичнополосчатых мелкокристаллических агрегатах. Иногда в виде сферолитов.

Цвет — от бесцветного (оптический флюорит) до желтого, зеленого, цвета морской волны, розоватого, фиолетового, коричневого, фиолетово-черного. Может обладать зональной полихромнои окраской со сменой цветов в одном кристалле.

Черта — светлая, бесцветная.

Блеск — стеклянный.

Прозрачность — минерал от прозрачного до прозрачного по тонкому краю. В основном полупрозрачный.

Спайность — совершенная в четырех направлениях, параллельных граням октаэдра. Выколки по спайности представляют собой октаэдры.

Излом — главным образом по спайности, ступенчатый.

Твердость — 4; хрупкий.

Плотность — 3,1 — 3,2 г/см^3.

Главные диагностические признаки — своеобразная окраска, спайность, твердость.

Происхождение. 1. Гидротермальное, обычно средне- и низкотемпературное. 2. Магматическое, в пегматитах. 3. Метаморфическ*им* путем, в грейзенах и скарнах. 4. Ратовкит имеет осадочное происхождение, накапливается в корах выветривания. Основные месторождения в России находятся в Забайкалье (Калангуйское), и Архангельской области (Амдерминское).

Применение — для изготовления линз и призм для объективов, телескопов, спектрографов, лазеров и т.д.; в качестве добавок в шихту в металлургии; как источник различных соединений фтора.

1.5.5. Класс карбонатов

Карбонатами называются соли угольной кислоты (H_2C0_3). Класс карбонатов насчитывает около 80 представителей. Эти минералы очень широко распространены в верхней части литосферы. Их среднее содержание в земной коре составляет 1,5 мас. %.

Кальцит $CaC0_3$***, или*** ***известковый шпат.*** Название произошло от латинского *calcis* — известь. Содержит примеси Mg, Mn, Fe, иногда Zn, Co, Sr, Pb и др. Водяно-прозрачная, бесцветная разновидность кальцита с сильным двупреломлением называется *исландский шпат,* или *оптический кальцит.* Полосчатые выделения кальцита называют *кальцитовым,* или *мраморным, ониксом.*

Форма выделения — кристаллы призматической, таблитчатой, реже пластинчатой, иногда дисковидной формы, ромбоэдры и скаленоэдры. Могут образовывать двойники, щетки, друзы. Агрегаты зернистые, а также в виде мелко- и скрытокристаллических натечных форм — корок, почек, желваков, сталактитов, сталагмитов и т.д., могут образовывать конкреции и оолиты, секреции и миндалины.

Цвет — чаще всего белый и желтовато-белый, но в зависимости от примесей может быть разных цветов, вплоть до черного (от примеси битума).

Черта — белая, светлая.

Блеск — стеклянный, более яркий на поверхностях спайности, чем на гранях.

Прозрачность — минерал от прозрачного (исландский шпат) до просвечивающего по тонкому краю.

Спайность — совершенная в трех направлениях по ромбоэдру.

Излом — как правило, по спайности, ровный, ступенчатый.

Твердость — 3.

Плотность — 2,6 — 2,8 г/см^3.

Особые свойства — бурно реагирует с соляной кислотой.

Главные диагностические признаки — реакция с соляной кислотой, совершенная спайность, твердость.

Происхождение. 1. Осадочное, биогенное и хемогенное, главным образом в виде известняков, мергеля и мела. 2. Гидротермальное, в жилах. 3. Магматическое, в карбонатитах. 4. Контактово-метаморфическое, в скарнах. Кальцитовые породы, известняки, мел и мергели широко развиты в пределах Русской плиты, особенно в Центральных районах России, месторождения мрамора известны на Урале, исландский шпат добывается в бассейне реки Нижняя Тунгуска.

Применение — как сырье для производства строительного камня, извести, цемента; метаморфически измененные известняки — мраморы — прекрасный облицовочный материал; в металлургической промышленности в качестве флюсов; в химической промышленности для производства соды; в сельском хозяйстве для известкования почв; исландский шпат используют в оптических приборах; выделения кальцита с красивым оттенком или рисунком применяется в ювелирном и камнерезном деле.

Доломит ***$CaMg(C0_3)_2$***. Назван в честь французского инженера и минералога Доломье (1750—1801), впервые описавшего доломитовые отложения. Часто содержит примесь двухвалентного Fe, Mg, Mn.

Форма выделения — чаще всего пористые землистые массы, реже почковидные, оолитовые агрегаты. Также встречается в виде кристаллических зернистых агрегатов.

Цвет — в землистых массах обычно грязно-белый, желтоватый и буроватый. В кристаллических агрегатах — серовато-белый, голубовато-белый, реже с зеленоватым оттенком.

Черта — белая, светло-желтая или светло-серая.

Блеск — стеклянный по граням кристаллов. В землистом агрегате матовый.

Прозрачность — минерал от просвечивающегося до непрозрачного.

Спайность — совершенная по ромбоэдру.

Излом — обычно по спайности, косо ступенчатый.

Твердость — 3,5 — 4.

Плотность — 2,8 — 2,9 г/см^3.

Особые свойства — с соляной кислотой реагирует в порошке. Реакция не бурная, что служит основным отличием от кальцита.

Главные диагностические признаки — спайность, твердость, реакция с соляной кислотой.

Происхождение. 1. В основном осадочное. 2. Может быть гидротермальным, в жилах, и гидротермально-метасоматическим за счет преобразования известняков. Широко распространен на Русской платформе, Урале, Сибири.

Применение — для производства строительных материалов, цемента, огнеупорных изделий; как флюс в металлургии, в химической промышленности и сельском хозяйстве.

Магнезит $MgCO_3$***, магнезитовый шпат, горький шпат.*** Назван по области Магнезиа в Фессалии (Греция). Содержит примесь двухвалентного железа и никеля.

Форма выделения — кристаллы ромбоэдрические, редко призматические, таблитчатые или скаленоэдрические. Встречается в виде кристаллических зернистых агрегатов и скрытокристаллических фарфоровидных масс.

Цвет — белый.

Черта — белая, бесцветная.

Блеск — стеклянный.

Прозрачность — прозрачный по тонкому краю, непрозрачный минерал.

Спайность — совершенная в трех направлениях по ромбоэдру.

Излом — по спайности ступенчатый. У фарфоровидных выделений излом раковистый, неровный.

Твердость — 4 — 4,5. У фарфоровидного до 7 за счет примеси опала.

Плотность — 3 г/см^3.

Особые свойства — в соляной кислоте разлагается только в порошке и при нагревании.

Главные диагностические признаки — реакция с соляной кислотой, спайность, твердость, цвет.

Происхождение — эндогенное, гидротермальное, гидротермально-матасоматическое и экзогенное, при изменении богатых магнием ультраосновных пород. Крупнейшие в России месторождения — Саткинское вблизи города Златоуст на Урале и Савинское в Иркутской области.

Применение — для производства различных огнеупоров, магнезиального цемента; в металлургии, химической и фармацевтической промышленности, а также при производстве керамики и бумаги.

Сидерит $FeCO_3$, железный шпат. Название произошло от греческого *sideros* — железо. Часто содержит примеси Mn, Mg, Са.

Форма выделения — кристаллы в виде уплощенных ромбоэдров. Грани кристаллов часто линзовидно изогнуты. Реже встречаются таблитчатые и призматические кристаллы. Агрегаты зернистые, землистые, плотные, иногда слагают шаровидные конкреции (сферосидерит).

Цвет — от светло-желтого до бурого, коричневого и черного.

Черта — бесцветная. У измененных (лимонитизированных) выделений — бурая, ржаво-бурая.

Блеск — сильный стеклянный, иногда с буроватой побежалостью.

Прозрачность — от просвечивающего по краю до непрозрачного.

Спайность — совершенная по ромбоэдру.

Излом — ступенчатый по спайности, зернистый.

Твердость — 4 — 4,5.

Плотность — 3,7 — 3,9 г/см^3.

Особые свойства — растворяется в подогретой соляной кислоте, кислота при этом желтеет.

Главные диагностические признаки — реакция с HCl, цвет, спайность.

Происхождение. 1. Гидротермальное, в жилах и линзах вместе с сульфидами полиметаллов; гидротермально-метасоматическое при замещении известняков и доломитов (Байкальское месторождение на Южном Урале). 2. Осадочным путем, слои и линзы, конкреционные и оолитовые выделения. 3. Метаморфическое — при метаморфизме месторождений магнетитовых и силикатных железных руд.

Применение — как важная руда на железо для производства мягких сортов *стали.*

1.5.6. Класс сульфатов

Сульфаты — минералы, представленные солями серной кислоты.

Ангидрит $CaSO_4$. Название произошло от греческого *hydratos* — водный и отрицательной частицы *а*. Иногда содержит изоморфные примеси Mn, Mg, Sr, Ва.

Форма выделения — толстостолбчатые, кубические кристаллы. Чаще всего ангидрит образует сплошные плотные мелкокристаллические массы, иногда волокнистые агрегаты.

Цвет — серый, белый, серовато-голубой, грязно-голубой, похожий на весенний талый лед. Иногда встречаются ярко-синие, фиолетовые и бледно красные выделения.

Черта — белая или слабо окрашенная.

Блеск — стеклянный до жирного, перламутровый на плоскостях спайности.

Прозрачность — прозрачный, мутный, полупрозрачный минерал. В агрегате обычно просвечивает по тонкому краю.

Спайность — совершенная в трех направлениях.

Излом — неровный.

Твердость — 3 — 4, хрупкий.

Плотность — 2,9 — 3 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, блеск, твердость.

Происхождение. 1. Главным образом хемогенно-осадочное, часто вместе с гипсом и каменной солью. 2. Гидротермальное, как жильный минерал в ассоциации с сульфидами. 3. Метаморфическое — при дегидратации гипса. 4. Иногда встречается как эксгаляционный минерал, образовавшийся в результате поствулканической деятельности.

Применение — в строительном деле как вяжущий материал (цемент); в сельском хозяйстве как удобрение; в химической промышленности для производства серной кислоты.

Гипс $\boldsymbol{CaS0_4 \cdot 2H_2O}$**.** Название произошло от греческого *gypsos* — мел, известь, что отражает цвет минерала и его вяжущие свойства. Разновидности: снежно-белый, тонкозернистый — *алебастр,* камень из египетского города Алебастра; прозрачная разновидность — *шпатовый гипс,* или *марьино стекло;* шестоватая или волокнистая разновидность — *селенит* (от греч. *Selena* — богиня Луны), *атласный шпат, уральский селенит;* выделения с декоративным рисунком называются *сатиновым, волокнистым, змеевидным алебастром.*

Форма выделения — кристаллы пластинчатые, таблитчатые, призматические, столбчатые и игольчатые (селенит), иногда дисковидные. Часто образует двойники: ласточкин хвост — двойниковый шов по граням призмы и парижские (монмартрские) двойники — двойниковый шов по ребрам призмы. Иногда образует характерные срастания дисковидных кристаллов, по форме напоминающие цветы — каменные розы. Агрегаты обычно плотные зернистые, чаще мелкозернистые (алебастр), иногда волокнистые и шестоватые (селенит), реже чешуйчатые, землистые.

Цвет — бесцветный, белый, серый, серебристо-серый, коричневатый, розоватый, розовато-оранжевый.

Черта — белая.

Блеск — стеклянный, перламутровый на поверхностях спайности, шелковистый у волокнистых разновидностей (селенит).

Прозрачность — минерал от водяно-прозрачного (марьино стекло) до просвечивающего по тонкому краю.

Спайность — в одном направлении весьма совершенная, в двух — средняя.

Излом — по спайности ровный или ступенчатый, на гранях призмы тонкозанозистый.

Твердость — 2, царапается ногтем.

Плотность — 2,3 г/см^3.

Главные диагностические признаки — низкая твердость, весьма совершенная спайность, светлые тона окраски, отсутствие реакции с соляной кислотой.

Происхождение. 1. Хемогенно-осадочное, в засоленных озерных и морских бассейнах вместе с каменной солью и ангидридом. 2. Осадочный минерал зон выветривания сульфидов и самородной серы; может возникать при гидратации ангидрита; образует так называемые гипсовые шляпы. 3. Как и ангидрит, гипс может отлагаться как продукт фумарольной (поствулканической) деятельности. В России месторождения гипса довольно многочисленны. Они известны в пределах центральных и северо-западных районов, в Западном Приуралье. Вблизи Кунгура добывают гипс всевозможных оттенков. Там встречается просвечивающий волокнистый и пятнистый селенит розового, белого и оранжевого цвета. Также месторождения гипса разрабатываются в Башкирии, Татарии, Иркутской области.

Применение — в строительстве, медицине, камнерезном деле как поделочный материал.

1.5.7. Класс фосфатов

Фосфаты — это минералы, представленные солями ортофосфорной (H_3P0_4) кислоты.

Апатит $\boldsymbol{Ca_5[P0_4]_3(F, C1, OH)}$. Название произошло от греческого *apate* — заблуждение. Апатит часто принимали за другие минералы.

Форма выделения — кристаллы в виде шестигранной призмы с головкой из многих граней, удлиненно-призматические или уплощенно-призматические. Высокотемпературный апатит часто выделяется в виде тонких и игольчатых кристаллов. Короткопризматические толстостолбчатые кристаллы обычно формируются в низкотемпературных условиях. Агрегаты апатита часто зернистые, сплошные, иногда лучистые. Апатит, слагающий фосфориты, часто выделяется в почковидных, желваковидных, конкреционных и оолитовых агрегатах, а также в виде псевдоморфоз.

Цвет — белый, светло-зеленый, желто-зеленый, голубой, бирюзовый, фиолетовый, кирпично-красный, черный.

Черта — белая.

Блеск — стеклянный, на изломе жирный, блеск зернистых агрегатов напоминает подмоченный сахарный песок или фруктовый сахар.

Прозрачность — минерал от прозрачного до просвечивающего и непрозрачного в фосфоритовых агрегатах.

Спайность — несовершенная.

Излом — неровный, иногда раковистый, в агрегате зернистый.

Твердость — 5, хрупкий.

Плотность — 3,1—3,3 г/см^3.

Особые свойства — при ударе издает специфический запах.

Главные диагностические признаки — форма кристаллов, цвет, твердость.

Происхождение. 1. Магматическое, вместе со щелочными породами, карбонатитами. 2. Контактово-метасоматическое, скарновое. 3. Гидротермальное. 4. Осадочное, особенно характерно для фосфоритов. Крупнейшее в мире месторождение магматогенного апатита находится в Хибинах на Кольском полуострове. Также крупными месторождениями в России являются Кавдорское в Мурманской области, Ошурковское в Бурятии, контактово-метасоматическое месторождение Слюдянка в Прибайкалье. Отложения фосфоритов очень широко развиты в осадочном чехле Русской платформы, особенно в центральных районах, Московской, Рязанской и других областях.

Применение — как источник фосфора, сырье для производства фосфатных удобрений, суперфосфатов. Попутно могут извлекаться стронций и редкие земли. Красиво окрашенные и чистые кристаллы используют в ювелирном деле.

1.5.8. Класс силикатов и алюмосиликатов

К классу силикатов относится наибольшее число минералов, слагающих литосферу. Общее количество минеральных видов силикатов около 800. Они составляют около 90 % массы вещества земной коры. По распространенности на долю силикатов приходится более 75 % всех минералов литосферы. Силикаты являются главными породообразующими минералами многих горных пород, особенно пород магматического и метаморфического происхождения.

Одним из основных элементов в составе силикатов является кремний. Установлено, что в структуре силикатов каждый ион кремния Si^{4+} находится в окружении четырех ионов кислорода O^{2-}. Эта кремнекислородная анионная группа $[S10_4]^{4-}$ пространственно может быть представлена в виде тетраэдра, в центре которого расположен Si^{4+}, а в вершинах — O^{2-} (рис. 1.11). Именно данный кремнекислородный тетраэдр является основой, своеобразным «кирпичиком», для построения структур всех силикатов. В силикатах и их аналогах преобладают ковалентные связи в пределах анионных радикалов и ионные связи между анионами и катионами. Кремнекислородный тетраэдр обладает четырьмя свободными валентными связями, за счет которых происходит присоединение ионов других химических элементов, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, реже Mn, Ti, B, Zr, Li и др. В минералах, содержащих

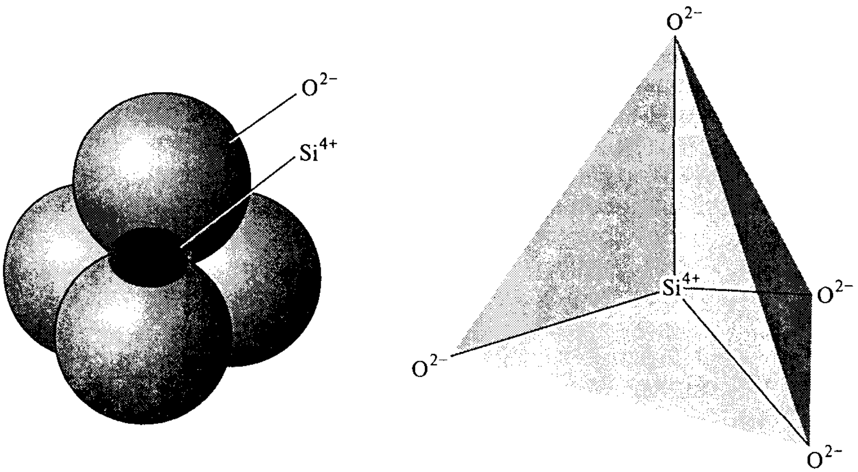


Рис. 1.11. Кремнекислородный тетраэдр $[Si0_4]^{4-}$. В центре тетраэдра расположен ион кремния, по вершинам — ионы кислорода

гидроксильную группу OH^- и воду H_20, имеется также водородный тип связи. В силикатах широко развит изоморфизм как среди катионов, так и в анионном радикале — ион кремния может замещаться на ион алюминия, образуя алюмосиликаты.

Кремнекислородные тетраэдры в структурах силикатов могут быть обособленными один от другого, а могут соединяться между собой через вершины за счет общего иона кислорода. В результате образуются как простые, так и довольно сложные структуры (рис. 1.12).

1. Силикаты *островной структуры* — присутствует изолированный тетраэдр или изолированная группа тетраэдров. Островные силикаты, в свою очередь, подразделяются на силикаты: а) с изолированными кремнекислородными тетраэдрами $[Si0_4]^{4-}$; б) со сдвоенными тетраэдрами $[Si_20_7]^{6-}$; в) с кольцевыми группировками тетраэдров, объединяющими 3, 4 или 6 тетраэдров, с соответствующими радикалами $[Si_30_9]^{6-}$, $[Si_40_{12}]^{8-}$ и $[Si_60_{18}]^{12-}$.

2. Силикаты *цепочечной структуры* — образованы многократно повторяющимися, присоединенными друг к другу тетраэдрами в виде бесконечных цепочек или лент, среди которых выделяются: а) цепочечные силикаты с радикалом $[Si_20_6]^{4-}$; б) ленточные силикаты с радикалом $[Si_4O_{11}]^{6-}$, в некоторых ленточных силикатах Si^{4+} замещен на Al^{3+} с образованием алюмосиликатных радикалов типа $[(Si,Al)_40,,]^{6}$-.

3. Силикаты и алюмосиликаты *слоистой,* или *листовой, структуры* — состоят из кремнекислородных $[Si_4O_{10}]^{4-}$ или алюмокислородных $[(Si,Al)_4O_{10}]$ слоев, в которых тетраэдры связаны тремя общими вершинами.

4. Алюмосиликаты *каркасной структуры* — имеют непрерывный трехмерный каркас из алюмо- и кремнекислородных тетраэдров со сложным общим радикалом типа $[Si_3AlO_8]^-$ или $[Si_2Al_2O_8]^-$ и др. Все атомы кислорода в тетраэдрах каркасной структуры являются общими, и в случае построения каркаса только кремнекислородными тетраэдрами он будет нейтрален, как каркас кварца. Существование и разнообразие алюмосиликатов каркасной

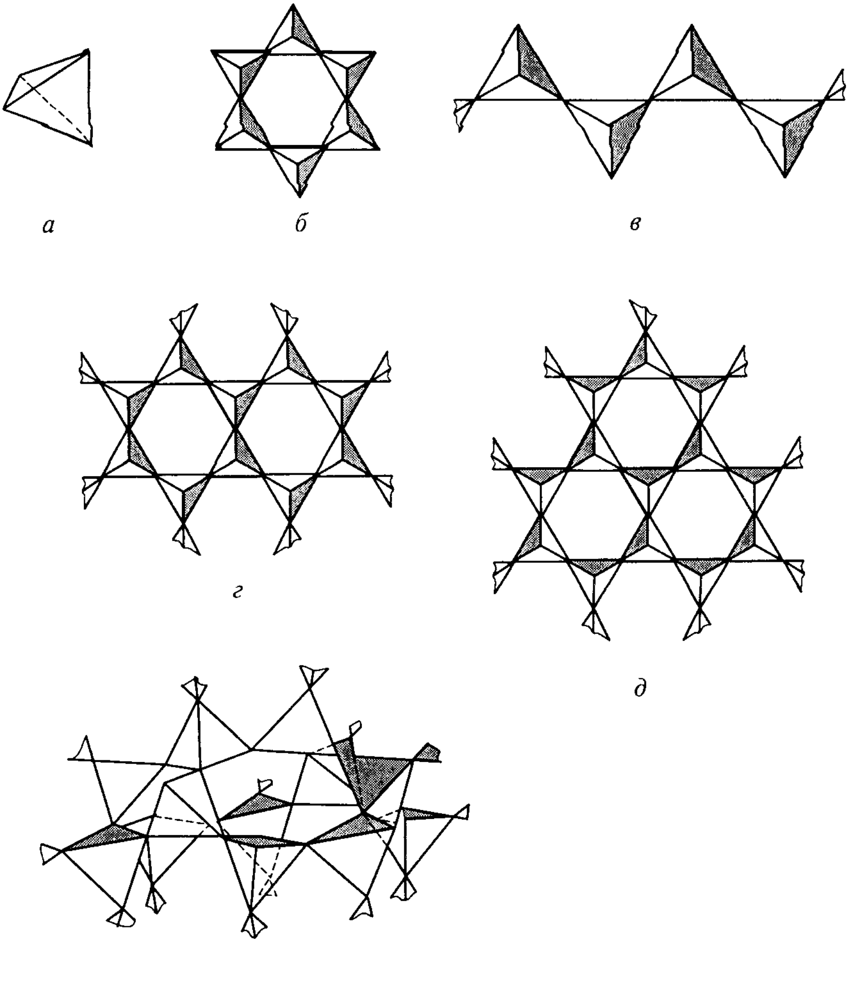


Рис. 1.12. Типы соединения кремнекислородных тетраэдров в силикатах: *а* — островные силикаты $[SiO_4]^{4-}$; *б* — кольцевые силикаты $[Si_6O_{18}]^{12-}$; *в* — цепочечные силикаты $[Si_2O_6]^{4-}$; *г* — ленточные силикаты $[Si_4O_n]^{6-}$; *д* — листовые силикаты $[Si_4O_{10}]^{4-}$; *е* — каркасные алюмосиликаты $[Si_3AlO_8]^-$

структуры обусловлены наличием в них алюмокислородных тетраэдров, в которых появляющийся избыточный отрицательный заряд компенсируется различными катионами.

Островные силикаты. ***Оливин*** $(Mg,Fe)_2[Si0_4]$ ***(перидот).*** Название произошло от греческого *oliva* — олива, полученное минералом из-за цвета. Разновидности *форстерит* $Mg_2[Si0_4]$ (назван в честь лондонского коллекционера минералов Дж.Форстера) и *фаялит* $Fe_2[Si0_4]$ (назван по месту находки на о. Фаяль, Азорские острова) — крайние члены изоморфного ряда. Собственно оливин имеет смешанный состав, включая как форстеритовые, так и фаялитовые молекулы. Драгоценная прозрачная разновидность желтовато-зеленого цвета — *хризолит.* Содержит примесь Co, № и др. Оливин и описанные ниже пироксены и амфиболы иногда вместе называются темноцветными минералами, или темноцветами.

Форма выделения — редко кристаллы ромбобипирамидальной формы. Обычно распространен в виде плотных сливных, реже зернистых масс.

Цвет — оливково-зеленый, бутылочно-зеленый, желтовато-зеленый. Может изменяться от светло-желтого до черного.

Черта — белая, получение черты затруднено из-за высокой твердости.

Блеск — стеклянный, до жирного на изломе.

Прозрачность — минерал от прозрачного до непрозрачного.

Спайность — средняя.

Излом — мелкораковистый.

Твердость — 6,5 — 7.

Плотность — 3,2 — 3,5 до 4 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, блеск, твердость.

Происхождение — магматическое. Кристаллизуется из основных и ультраосновных расплавов. Является важнейшим породообразующим минералом земной коры и мантии. Породы, содержащие оливин, широко распространены на Урале, в Карелии, Восточном Саяне, Якутии, Колыме, на Камчатке.

Применение — маложелезистые оливины применяют как огнеупорное сырье. Хризолиты используются в ювелирном деле.

Гранаты. К гранатам относятся сложные по составу кольцевые силикаты, состав которых можно выразить формулой $A_3B_2[Si0_4]_3$, где A^{2+} = Mg, Fe, Ca, Mn; B^{3+} = Al, Fe, Cr, Ti, Zr, V. Название произошло от латинского *granatus,* так как кристаллы этого минерала похожи на зерна плодов гранатового дерева. Выделяют несколько разновидностей граната в зависимости от состава и цвета: *гроссуляр* (от лат. *Grassularia* — крыжовник), *андрадит* (в честь португальского минералога д'Андрада), *топазолит* и *меланит (шорломит), альмандин* (по населенному пункту Алабанда в Малой Азии), *спессартин* (по местности Спессарт в Баварии), *пироп* (от греч. *pyropos* — пламенеподобный), *уваровит* (в честь графа

С.С.Уварова) и др. Ювелирные разновидности андрадита называют *демантоидом* (от нем. *Diamant*— алмаз).

Гранаты образуют непрерывные изоморфные ряды, например, пироп—альмандин — $Mg_3Al_2[Si0_4]$—$Fe_3Al_2[Si0_4]$ или гроссуляр—андрадит $Ca_3A1_2[SiO_4]_3$—$Ca_3Fe_2[Si0_4]_3$.

Форма выделения — часто отдельные изометричные кристаллы. Иногда образует сплошные зернистые и сливные массы.

Цвет: гроссуляр — бесцветный, медово-желтый, блекло-зеленый, бурый, красный; *андрадит* — желтый, зеленоватый, буро-красный, черный; *альмандин* — красный, пурпурно-красный, буро-красный, черный; *спессартин* — темно-красный, оранжево-желтый, коричневый; *пироп* — красный, темно-красный; *уваровит* — зеленый, изумрудно-зеленый; *демантоид* — прозрачный оливково-зеленый андрадит.

Черта — белая, получение черты затруднено из-за высокой твердости.

Блеск — стеклянный, иногда алмазный (у демантоида), часто жирный, особенно на изломе.

Прозрачность — минерал от прозрачного до просвечивающего по краю.

Спайность — несовершенная.

Излом — раковистый, занозистый, шероховатый.

Твердость — 6,5 — 7,5, хрупкий.

Плотность — 3,4 — 4,3 г/см^3.

Главные диагностические признаки — характерная форма кристаллов, блеск, твердость.

Происхождение: 1. Главным образом метаморфическое, в результате процессов регионального метаморфизма. Встречается в кристаллических сланцах, гнейсах, мигматитах, эклогитах, а также в продуктах контактового метаморфизма — в скарнах. 2. Некоторые гранаты (пироп) имеют магматическое происхождение. Они встречаются в трубках взрыва в кимберлитах, а также в пегматитах. 3. Гранаты могут накапливаться в россыпях. Встречаются в России во многих скарновых месторождениях на Урале, в Забайкалье, метаморфических породах Кольского полуострова, в алмазоносных трубках Якутии и т.д.

Применение — главным образом в ювелирном деле; как абразивные материалы для полировки древесины твердых пород.

Цепочечные силикаты (пироксены). К цепочечным силикатам относится группа минералов с общим названием — *пироксены.* Название этой группы минералов произошло от греческого *руг* — огонь, *xenos* — чужой, т.е. «чуждый огню». Кристаллы пироксена, найденные в лаве, первоначально ошибочно были приняты за чужеродные включения.

По составу пироксены — это соединения Ca, Mg, Fe, Mn, иногда A1 с радикальной группой цепочечных силикатов $[Si_20_6]^{4-}$.

в кристаллической структуре пироксенов анионные цепочечные радикалы соединяются между собой катионами. Для пироксенов характерно широкое изоморфное замещение одних элементов другими. В зависимости от состава выделяют пироксены: 1) железо-магнезиальные; 2) кальциевые; 3) щелочные (Na, Zn). Среди пироксенов можно выделить непрерывные изоморфные ряды: энстатит Mg_2 $[Si_2 0_6]$ — гиперстен $(Mg, Fe)_2$ $[Si_2 0_6]$; диопсид CaMg $[Si_2 0_6]$ — геденбергит $CaFeNaFe[Si_2 0_6]$; эгирин $NaFe[Si_2 0_6]$ — авгит $(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)[(Al,Si)_2 0_6]$. Минералы, строго отвечающие составу какого-либо крайнего члена, встречаются редко.

По форме выделения для пироксенов характерны коротко-столбчатые и столбчатые кристаллы, иногда сильно вытянутые до игольчатых, шестоватые и спутановолокнистые агрегаты. Так как связь внутри радикалов сильнее, чем между слагаемыми ими цепочками, пироксены обладают совершенной и средней призматической спайностью, причем угол между двумя направлениями спайности почти прямой.

Пироксены образуются как первичные минералы из расплавов основного состава и являются типичными минералами основных и ультраосновных магматических пород, а также некоторых метаморфических пород и контактово-метаморфических пород. *Они* являются главными породообразующими минералами литосферы. Их доля в составе земной коры достигает 6 — 8 %.

Диопсид ***$CaMg[Si_2 0_6]$***. Название связано с двумя наиболее характерными типами габитуса кристаллов, от латинского *di* — два и греческого *opsis* — появление. Часто содержит изоморфные примеси Сг, Ti, V. Разновидности: *байкалит* — ярко-зеленый, прозрачный; *лавровит* — зеленый из-за примеси ванадия; *голубой диопсид,* драгоценная прозрачная разновидность — *хром-диопсид* — изумрудно-зеленый, содержит до 3 % Cr_2O_3.

Форма выделения — кристаллы призматического габитуса, иногда крупные и хорошо образованные, реже таблитчатые. Сплошные зернистые массы и радиально-лучистые агрегаты.

Цвет — серый, зеленый разных оттенков, часто в тонах "защитного" цвета.

Черта — белая, слегка зеленоватая.

Блеск — стеклянный.

Прозрачность — кристалл от просвечивающего по краю до прозрачного (хром-диопсида).

Спайность — средняя по призме под углом 87 и 93°.

Излом — ступенчатый до неровного.

Твердость — 5,5 — 6, хрупкий.

Плотность — 3,3 г/см^3.

Главные диагностические признаки — светло-зеленый цвет, форма выделения в виде хорошо сформированных коротко-призматических кристаллов, спайность.

Происхождение. 1. Магматическое, в ультраосновных и основных породах, в кимберлитах. 2. Контактово-метаморфическое, в скарнах в ассоциации с эпидотом, гранатами, амфиболами, слюдой. В поверхностных условиях относительно устойчив. Распространен довольно широко в Прибайкалье, Якутии, Приморье, на Урале и Северном Кавказе. Одним из самых известных разрабатываемых месторождений в России является Слюдянка в Прибайкалье.

Применение — в ювелирном деле.

Авгит (Ca, Na)(Mg, Fe, Al)[(Al, Si)$_2$0$_6$]. Назван от греческого *auge* — блеск, за сильный стеклянный блеск на плоскостях спайности. Состав минерала сложен и непостоянен. Содержит изоморфные примеси Ti, Cr, Mn, Al и др. Различают разновидности: *диаллаг* — листоватый авгит и *базальтический авгит* — черного цвета из-за высокого содержания Ti и Mn.

Форма выделения — короткостолбчатые, толстостолбчатые кристаллы, иногда игольчатые. Часто образует вкрапленники в эффузивных породах. Иногда слагает сплошные зернистые массы. Может образовывать плотные радиально-лучистые и крупно-шестоватые агрегаты.

Цвет — черный, реже темно-зеленый, бурый.

Черта — светлая, серовато-зеленая. Получение черты затруднено из-за высокой твердости.

Блеск — стеклянный.

Прозрачность — непрозрачный, иногда просвечивающий по тонкому краю минерал.

Спайность — средняя по призме под углами 87 и 93°.

Излом — ступенчато-неровный до раковистого.

Твердость — 5 — 6, хрупкий.

Плотность — 3,3 — 3,5 г/см^3.

Главные диагностические признаки — легко диагностируется в виде отдельных кристаллов по цвету, форме и спайности, с характерными для пироксенов углами. В агрегатах диагностика затруднена.

Происхождение. 1. Магматическое, типичный минерал основных интрузивных и эффузивных пород. 2. Контактово-метаморфическое, в скарнах. Породы, содержащие авгит, обнаружены на поверхности Луны.

Применение — практического значения не имеет, но является важным породообразующим минералом.

Ленточные силикаты и алюмосиликаты (амфиболы). Название произошло от греческого *amfibolos* — двусмысленный, неясный — из-за сложного переменного состава и из-за схожести с другими темноцветными минералами, особенно с пироксенами. Амфиболы относятся к ленточным силикатам с похожим, но более сложным, *чем* у пироксенов, составом. Общая формула радикала амфиболов — $[Si_4O_{11}]^{6-}$, или более точно — $[Si_40_{11}]_2\ (OH)_2^{-14}$. Сдво-

енные цепочки радикалов связаны между собой катионами металлов: Fe, Mg, Ca, Al, Na, реже Mn, K, Li, Ti. Амфиболы содержат анионы $(OH)^-$. Для многих характерен изоморфизм типа (OH)", также могут содержать F^- и Cl^-. Для амфиболов характерен широкий изоморфизм элементов катионной группы.

Кристаллы амфиболов имеют вытянутый вплоть до игольчатого облик с псевдогексагональной формой поперечного сечения. Реже встречаются короткостолбчатые кристаллы. Цвет темный, темно-зеленый до черного. Амфиболы обладают совершенной спайностью по призме под утлом 124 и 56°. Угол спайности является главным диагностическим признаком, позволяющим отличить амфиболы от других схожих минералов.

По происхождению амфиболы чаще магматические и метаморфические и являются главными породообразующими минералами этих классов.

Доля амфиболов в составе земной коры достигает 8 %. Однако практическое значение их невелико. Они находят применение, главным образом, как жаро-, кислотно- и щелочеупорные материалы. Некоторые их разновидности (нефрит) используют в камнерезном деле.

Роговая обманка $(Ca, Na)_2(Mg, Fe)(Al, Fe)[(Al, Si)_4O_{11}](OH)_2$. Название происходит от немецкого *Horn* — рог и *Blend*— обманка. Химический состав сложный и непостоянный. Характерно высокое содержание кальция, широкий изоморфизм металлов. Иногда содержит примесь Cr^{3+}, Ti^{4+}, F^-, Cl^-, O^{2-}. Разновидности: *базальтическая роговая обманка* — бурого или черного цвета из-за высокого содержания железа и титана (до 3 %); *уралит* — вторичная роговая обманка, образующаяся в результате преобразования пироксенов под воздействием гидротермальных растворов.

Форма выделения — кристаллы призматического, столбчатого, реже изометрического облика. Сплошные массы крупно- и мелкозернистые, сложенные удлиненными зернами.

Цвет — темно-зеленый до черного, иногда сероватый из-за вторичного развития минерала — хлорита.

Цвет черты — зеленый разных оттенков.

Блеск — стеклянный, иногда полуметаллический.

Прозрачность — непрозрачный минерал, иногда просвечивает в тонком сколе.

Спайность — совершенная, под углами 56 и 124°.

Излом — ступенчато-неровный, шероховатый.

Твердость — 5,5 — 6, хрупкий. При диагностике твердость иногда кажется меньшей из-за развития хлорита.

Плотность — 3,0 — 3,5 г/см^3.

Главные диагностические признаки — форма кристаллов, цвет, спайность с характерными для амфиболов углами. От других амфиболов надежно отличается только по оптическим свойствам.

Происхождение — магматическое, метаморфическое, а также в скарнах.

Применение — важный породообразующий минерал.

Слоистые силикаты и алюмосиликаты. К слоистым силикатам относятся минералы, в структуре которых кремнекислородные тетраэдры образуют двухслойные (каолинит, *серпентин), трехслойные* (тальк) или четырехслойные (хлориты) пакеты. Они содержат гидроксильные группы, добавочные анионы и воду. Количество воды между пакетами может изменяться в широких пределах, с чем связана способность некоторых слоистых силикатов разбухать в воде.

Для слоистых силикатов характерны широкие изоморфные замещения Si^{4+} на Al^{3+}; избыточные отрицательные заряды компенсируются при этом ионами Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}, располагающимися вместе с молекулами воды между пакетами. Главными катионами слоистых силикатов являются Mg, Al, Fe, Ca, Ni, а также K, Na и Li. Общий радикал слоистых силикатов может быть выражен формулой $[Si_4O_{10}]^{4+}$ или $[(Si,Al)_4O_{10}$.

Из-за слоистой структуры для этих минералов характерны таблитчатые кристаллы, чешуйчатые агрегаты, иногда скрытокристаллические. Слоистые силикаты, особенно в мелкочешуйчатых агрегатах, трудно отличаются одни от других. Для этих минералов характерна совершенная и весьма совершенная спайность. Твердость их, как правило, невысока.

Основная масса слоистых силикатов является продуктами гидролиза островных, цепочечных, ленточных, а также каркасных силикатов. Это минералы гидротермально-измененных пород и поверхностных процессов. Они возникают также в контактово-метаморфических процессах (скарны) и метаморфических процессах (сланцы, гнейсы).

Серпентин $Mg_6[Si_4O_{10}](OH_8)$ ***(змеевик).*** Название от латинского *serpentinus* — змеиный, из-за гладкой поверхности, своеобразного *пятнисто-полосчатого рисунка агрегатов, зеленоватого цвета* и шелковистого блеска. Разновидности: *хризотил-асбест* — волокнистый серпентин; *антигорит* (по месту находки в Антигорио, Италия) — листоватый, чешуйчатый серпентин; *бастит* — псевдоморфозы серпентина по пироксену; *ревдинскит* и *гарниерит* — бледно-голубые скрытокристаллические смеси серпентина с *другими минералами; офит, серпофит, благородный серпентин* — плотный, просвечивающий по краям серпентин с восковым блеском, используемый в камнерезном деле.

Форма выделения — плотные скрытокрнсталкические массы или волокнистые агрегаты. Антигорит образует чешуйчатые агрегаты.

Цвет — темно-зеленый, желто-зеленый, защитного цвета. Агрегаты часто имеют полосчатую или пятнистую окраску.

Цвет черты — белый.

Блеск — восковой, жирный, иногда стеклянный. У асбеста — шелковистый.

Прозрачность — непрозрачный минерал, просвечивающий по тонкому краю.

Спайность — весьма совершенная.

Излом — занозистый, в скрытокристаллических агрегатах раковистый.

Твердость — 2,5 — 3, у антигорита — 3,5.

Плотность — 2,5 — 2,7 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, спайность, твердость.

Происхождение — главным образом в результате гидротермального изменения оливина и пироксенов, может образовываться в корах выветривания ультраосновных пород. В России крупные месторождения известны на Урале и в Сибири.

Применение — для производства жаро- и кислотоупорных материалов; как поделочный камень.

Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. Название происходит от китайского Кау-Линг — высокая гора, название горного района в Китае, где добывался каолин для изготовления знаменитого китайского фарфора. Скопления каолина носят название каолинита, или каолиновых глин.

Форма выделения — кристаллы в виде тонких шестиугольных, хорошо образованных табличек, очень мелкие — 1 мкм и мельче. Агрегаты — плотные и рыхлые, тонкочешуйчатые землистые массы.

Цвет — белый, грязно-белый, желтоватый, зеленоватый, голубоватый, красноватый — в зависимости от примесей.

Цвет черты — белый.

Блеск агрегатов — матовый или тусклый, отдельных чешуек — перламутровый.

Прозрачность — непрозрачный минерал в агрегатах. Отдельные чешуйки могут быть прозрачными.

Спайность — весьма совершенная. Благодаря весьма совершенной спайности и *низкой твердости немного жирный на ощупь.*

Излом агрегата — раковистый, землистый.

Твердость — 1; легко царапается ногтем.

Плотность — 2,6 г/см^3.

Особые свойства — размокает в воде, гигроскопичен. В сухом состоянии прилипает к языку.

Главные диагностические признаки — светлая окраска, жирный на ощупь, низкая твердость, размокает в воде.

Происхождение — экзогенное. Образуется главным образом за счет разложения полевых шпатов, слюд и других алюмосиликатов. Является типичным минералом кор выветривания. В России месторождения каолина известны в Ленинградской области, на Урале (Троицко-Байновское), в Восточной Сибири.

Применение — как сырье для фарфоровой промышленности и строительства; как наполнитель при производстве бумаги; как связующий материал в красках, лаках и т.д.; в косметической и мыловаренной промышленности.

Тальк** $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ **(стеатит, жировик, тальковый камень, горшечный, или мыльный, камень). Название имеет арабское происхождение, от арабского *talg.* Обычно содержит примеси железа, иногда хрома.

Форма выделения — кристаллы по форме шестиугольные таблички и листочки, чешуйки. Образует листоватые, чешуйчатые плотные агрегаты (стеатит, горшечный камень).

Цвет — белый, желтоватый, зеленоватый, серый, голубовато-зеленоватый.

Черта — белая.

Блеск — шелковистый, жирный, перламутровый, до стеклянного.

Прозрачность — непрозрачный, просвечивающий по краю минерал. Тонкие листочки прозрачные.

Спайность — весьма совершенная. Благодаря весьма совершенной спайности и низкой твердости жирный на ощупь.

Излом агрегатов — занозистый, неровный. В отдельных крупных кристаллах излом по спайности ровный, гладкий. Чешуйки талька гибкие, но не упругие.

Твердость — 1; легко царапается ногтем.

Плотность — 2,6 — 2,8 г/см^3.

Особые свойства — жирный на ощупь.

Главные диагностические признаки — цвет, низкая твердость, жирный на ощупь.

Происхождение — в процессе гидротермального замещения богатых магнием ультраосновных пород, а также некоторых осадочных пород. Встречается в метаморфических породах (сланцах). Крупные месторождения в России на Урале (Шабровское и др.) и в Восточном Саяне (Онотское).

Применение — важнейшее сырье для производства керамики; в *медицине (присыпки, пасты); в косметике (пудры, помада, грим);* в бумажной, текстильной, резиновой промышленности. Применяется для изготовления огне- и светоустойчивых красок.

***Мусковит** $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$.* Название произошло от итальянского *Muska* — Москва. Крупные листы мусковита, вывозившиеся из Московии, назывались мусковитом. Мелкочешуйчатый мусковит называют *серицитом.* Хромсодержащая ярко-зеленая разновидность мусковита — *фуксит.*

Форма выделения — пластинчатые кристаллы часто шестиугольного сечения, короткостолбчатые. Листовато-зернистые чешуйчатые агрегаты, иногда скорлуповатые. Серицит образует плотные сплошные массы.

Цвет — от бесцветного до сероватого, светло-желтого, светло-коричневого и зеленоватого.

Цвет черты — белый.

Блеск — стеклянный. На плоскостях спайности иногда перламутровый. У серицита шелковистый.

Прозрачность — прозрачный, полупрозрачный минерал. Серицит просвечивает по тонкому краю.

Спайность — весьма совершенная в одном направлении.

Излом — по спайности ровный, ступенчатый. Листочки гибкие и упругие.

Твердость — 2 — 2,5; царапается ногтем.

Плотность — 2,8 — 3,1 г/см^3.

Главные диагностические признаки — форма выделения, весьма совершенная спайность, низкая твердость.

Происхождение. 1. Магматическое, в кислых породах, пегматитах. Мусковит — типичный минерал грейзенов. 2. Гидротермальное, особенно характерное для образования серицита. 3. Метаморфическое, в сланцах. Крупные месторождения мусковита в России известны в Иркутской области в бассейнах рек Мама и Чуя, в Карелии, на Кольском полуострове, в Восточном Саяне (Бирюсинское).

Применение — в электропромышленности, радиотехнике, приборостроении, где используются диэлектрические свойства мусковита; как жароупорный материал; для производства смазочных материалов, лощеной бумаги и автомобильных шин. В геологической науке применяется для определения абсолютного возраста калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. На Руси крупные прозрачные листы мусковита издавна использовались для застекления окон.

Биотит ***$K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, Cl, F)_2$.*** Назван в честь французского минералога и физика Н. Б. Био. Химический состав весьма изменчив, содержит многочисленные примеси: Ti, Na, Li, Mn, Ba, Sr, Cs. Разновидности: *мероксен* — бедный железом; *сидерофиллит* — весьма богатый железом; *лепидомелан* черного цвета, безмагниевый. Осветленный биотит бронзового цвета иногда называют кошачьим золотом — *бауэрит.* Среди слюд это самый распространенный минерал. Слагает 2,5 —3 % земной коры.

Форма выделения — кристаллы столбчатой формы, пластинчатые, в сечении шестиугольные. Агрегаты плотные, листоватые, чешуйчатые.

Цвет — темный, черный, в зависимости от состава может быть красновато-бурым (Ti), зеленовато-черным (Fe^{3+}) и черным (Fe^{2+} + + Fe^{3+}).

Цвет черты — белый.

Блеск — стеклянный, металловидный, перламутровый на плоскостях спайности.

Прозрачность — прозрачный и полупрозрачный в тонких пластинах минерал, просвечивающий по краю в агрегатах.

Спайность — весьма совершенная в одном направлении.

Излом — ровный по спайности или ступенчатый. Листочки гибкие, упругие.

Твердость — 2,5 — 3.

Плотность — 3 — 3,1 г/см^3.

Главные диагностические признаки — форма выделения, цвет, блеск, весьма совершенная спайность, низкая твердость.

Происхождение. 1. Магматическое. Широко распространен в гранитах и гранитных и щелочных пегматитах. 2. Метаморфическое. Слагает различные сланцы, гнейсы, роговики.

Применение — для извлечения рубидия и цезия.

Глауконит $K(Fe, Al, Mg)_2[(Al, Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$. Название произошло от греческого *glaukos* — светло-зеленый. Представитель семейства гидрослюд.

Форма выделения — очень редко мелкие чешуйчатые кристаллы, чаще зерна неправильной формы. Обычен в глинистых и песчанистых породах, может слагать глауконитовые пески или цемент в песчаниках, образует землистые агрегаты, иногда слагает мелкие оолиты.

Цвет — зеленый разных оттенков: от малахитово-зеленого до зеленовато-бурого.

Цвет черты — зеленый.

Блеск — матовый.

Прозрачность — непрозрачный минерал.

Спайность — весьма совершенная, макроскопически не наблюдается в силу малого размера кристаллов.

Излом в агрегате — зернистый, землистый.

Твердость — 2 — 3, хрупкий.

Плотность — 2,2 — 2,8 г/см^3.

Главные диагностические признаки — форма нахождения, цвет, невысокая твердость, ассоциация с осадочными породами.

Происхождение — осадочное. Образуется в прибрежной зоне морей и океанов, является индикатором глубинности осадкообразования. Крупные месторождения известны на Урале, в Курской, Орловской и Кировской областях.

Применение — для изготовления зеленой минеральной краски, фильтров для воды; как калийное удобрение.

Хлориты представляют собой семейство схожих слоистых водных алюмосиликатов со сложным составом. Название происходит *от* греческого *chloros* — зеленый, что связано с зеленой окраской этих минералов. В химическом составе наблюдаются значительные колебания в содержании Mg, Fe, Al, а также кремнекислоты и воды. В целом их состав может быть выражен изоморфным рядом от $(Mg, Al)_6[Si_3AlO_{10}](OH)_8$ до $(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Al)_6[Si_2Al_2O_{10}](OH, O)_8$.

Минералы этого семейства могут содержать также примеси Ca, Mn, Cr, Ni и др.

Форма выделения — кристаллы чаще всего таблитчатой, пластинчатой, реже ромбической форм. Агрегаты мелко- и скрытокристаллические, чешуйчатые, листоватые, землистые, оолитовые.

Цвет — зеленый, желтовато-зеленый, синевато-зеленый до черного (железистые разновидности — *шамозит* и *тюрингит)* и розово-фиолетового (хромсодержащие разновидности — *кочубеит* и *киммерит).*

Цвет черты — серо-зеленый, зеленовато-белый, голубовато-зеленый.

Блеск — шелковистый, жирный до стеклянного и перламутрового на плоскостях спайности.

Прозрачность — непрозрачные или просвечивающие по тонкому краю минералы, иногда могут встречаться прозрачные кристаллы.

Спайность — весьма совершенная.

Излом в агрегатах — неровный, ступенчатый, занозистый. Листочки гибкие, но хрупкие.

Твердость — 2 — 2,5; царапается ногтем.

Плотность — 2,6 — 2,9 г/см^3.

Главные диагностические признаки — форма нахождения, цвет, весьма совершенная спайность, низкая твердость.

Происхождение. 1. Метаморфическое. Входит в состав сланцев и других хлоридсодержащих пород. 2. Гидротермальное. Развивается по темноцветным минералам, пироксенам, амфиболам, особенно по роговой обманке, биотиту (процесс хлоритизации). Могут образовываться в скарнах и гидротермальных жилах.

Применение — в качестве железной руды (шамозит и тюрингит).

Каркасные алюмосиликаты. В основе структуры каркасных алюмосиликатов лежит непрерывный каркас из связанных между собой алюмо- $[АЮ_4]^{5-}$ и кремнекислородных тетраэдров $[Si0_4]^{4-}$, в котором все ионы кислорода общие. В этих минералах сумма ионов кремния и алюминия всегда в два раза меньше, чем число ионов *кислорода. Отрицательные заряды компенсируются за счет круп* - ных катионов Ca^{2+}, K^+, Na^+ и других, занимающих полости в каркасной структуре. Кристаллизационная вода в этих минералах играет подчиненную роль. Благодаря крупным пустотам в структуре проявляются широкие вариации состава, замещения типа Ca^{2+}—$2Na^+$, Ca^{2+}—$2Cs^+$ и др. Каркасные алюмосиликаты — важнейшие породообразующие минералы, они слагают около 60 % массы земной коры. Большинство алюмосиликатов образуется в результате магматических и метаморфических, в меньшей степени гидротермальных процессов минералообразования. В поверхностных условиях каркасные алюмосиликаты разлагаются, гидратируются с

образованием слюд, гидрослюд и глинистых минералов. По составу могут быть разделены на три группы: полевые шпаты, фельдшпатиды и цеолиты.

Полевые шпаты являются наиболее распространенными породообразующими минералами. На их долю приходится более 50 % массы земной коры. Они являются обязательной составной частью большинства магматических и метаморфических пород. Название произошло от немецкого *Shpat, Shpalten* — раскалываться по трещинам, что отражает присутствие у большинства минералов хорошей спайности. По другой версии, название «полевой шпат» — от немецкого *Feldshpat,* связано с частым присутствием минерала на пашнях, расположенных вблизи гранитных массивов. Полевые шпаты образуют широкие изоморфные ряды: $Na[AlSi_30_2]$ — $K[AlSi_30_8]$ — $Ca[Al_2Si_30_8]$, часто содержат также Sr^{2+}, Ba^{2+}. По составу полевые шпаты разделяют на две большие группы: *калий-натриевые полевые шпаты, КПШ,* или просто *калиевые полевые шпаты,* и *натрий-кальциевые полевые шпаты,* или *плагиоклазы.*

Свойства всех полевых шпатов очень близки. Выделяются они в виде хорошо образованных таблитчатых кристаллов, слагают кристаллические агрегаты различной зернистости. Окраска большинства их светлая. Полевые шпаты обладают совершенной и средней спайностью в двух направлениях. Твердость колеблется в пределах 5-6.

Калиевые полевые шпаты являются существенно калиевыми представителями изоморфной серии K-Na полевых шпатов. Их состав может быть выражен общей формулой $(K,Na)[AlSi_30_3]$.

Ортоклаз $\boldsymbol{K[AlSi_30_3]}$. Название минерала в переводе с греческого означает прямораскалывающийся (от греч. *orthos* — прямой и *klastikos* — раздробленный). Разновидности: *адуляр* (по горам Адуляр в Швейцарии) — водяно-прозрачные кристаллы характерной клиновидной формы; *санидин* (от греч. *sanidos* — табличка) высокотемпературная модификация стеклянно-серого цвета, характерная для вкрапленников эффузивных пород; *лунный камень* — адуляр нежно-голубого цвета с серебристо-перламутровым отливом; *солнечный камень* — красноватый адуляр с золотистым отливом. Окраска часто неравномерная, пятнистая.

Форма выделения — кристаллы хорошо образованы, главным образом таблитчатой формы, реже призматической, часто образуют двойники. Кристаллы могут достигать гигантских размеров, массой до нескольких десятков тонн, могут образовывать друзы, присутствовать в виде вкрапленников в эффузивных магматических породах, а также слагать кристаллические агрегаты, плотные, разной зернистости.

Цвет — стеклянно-серый (санидин), светло-желтый, розовый до мясо-красного (ортоклаз), бесцветный (адуляр), желтый, крас-

новатый (солнечный камень), голубоватый (лунный камень). Окраска часто неравномерная, пятнистая.

Цвет черты — белый. Получение черты затруднено из-за высокой твердости минерала.

Блеск — стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый.

Прозрачность — минерал, просвечивающий по тонкому краю, непрозрачный. Некоторые разновидности могут быть полупрозрачными и даже прозрачными.

Спайность — в одном направлении совершенная, в другом средняя, угол между плоскостями спайности составляет 90°.

Излом — неровный, или ступенчатый, по спайности.

Твердость — 6 — 6,5.

Плотность — 2,54 — 2,63 г/см^3.

Главные диагностические признаки — блеск, спайность, твердость.

Происхождение — главный породообразующий минерал кислых и щелочных горных пород и их пегматитов. Наиболее крупные скопления ортоклаза и микроклина связаны с гранитными пегматитами. Может иметь также гидротермальное происхождение. Входит в состав некоторых метаморфических пород — гнейсов и сланцев. В поверхностных условиях легко разрушается под действием гидротермальных растворов.

Применение — сырье для керамической промышленности; лунный и солнечный камень используют в ювелирном деле.

Микроклин **$K[AlSi_3O_8]$.** Название минерала происходит от греческого *mikros* — малый и *klino* — наклоняю, т.е. «незначительно отклоненный», так как угол между плоскостями спайности отличается от 90 ° на 20 мин. Разновидности: *амазонит* — микроклин зеленого цвета (от названия реки Амазонки).

Форма выделения — кристаллы короткопризматического габитуса, иногда гигантских размеров, а также сплошные зернистые агрегаты.

Цвет — серый, желтоватый, розовый до коричневого; зеленый и бирюзово-зеленый у амазонита.

Цвет черты — белый. Получение черты затруднено из-за высокой твердости минерала.

Блеск — стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый.

Прозрачность — непрозрачный, просвечивающий по тонкому краю минерал.

Спайность — в одном направлении совершенная, в другом средняя, угол между плоскостями спайности отличается от прямого на 20 мин, т.е. составляет 89°40'.

Излом — неровный, зернистый, ступенчатый по спайности.

Твердость — 6 — 6,5.

Плотность — 2,5 — 2,6 г/см^3.

Главные диагностические признаки — цвет, спайность, твердость. Однако по внешнему виду трудно отличим от ортоклаза (за исключение амазонита).

Происхождение — породообразующий минерал кислых и щелочных магматических пород, их пегматитов. Входит в состав метаморфических пород, гнейсов и кристаллических сланцев. В поверхностных условиях легко разлагается.

Применение — сырье для производства керамики; амазонит используют как поделочный камень.

Плагиоклазы — минералы, алюмосиликаты переменного состава от альбита $NaAlSi_3 0_8$ до анортита $CaAl_2Si_2 0_8$. Название произошло от греческого *plagios* — косой и *klasis* — разлом, т.е. «косораскалывающийся», и дано из-за угла между двумя плоскостями спайности, отличающегося от прямого (около 86°).От калиевых полевых шпатов отличаются отсутствием в их составе калия. Среди плагиоклазов выделяют шесть минералов: альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит. В этом ряду происходит убывание так называемой альбитовой составляющей ($NaAlSi_3 0_8$) и увеличение анортитовой составляющей ($CaAl_2Si_2 0_8$). Исходя из процентного содержания анортитовой составляющей, плагиоклазу присваивают соответствующий номер (табл. 1.1). Содержания анортитовой молекулы (An) в минералах ряда следующие (%): в альбите — 0—10, олигоклазе — 10 — 30, андезине — 30 — 50, лабрадоре — 50 — 70, битовните — 70 — 90, анортите — 90— 100. Так как содержание кремнекислоты убывает от альбита к анортиту, плагиоклазы № 0 — 30 носят название кислых; № 30 — 50 — средних; № 50— 100 — основных. Наиболее распространены кислые плагиоклазы.

Форма выделения — отдельные кристаллы и кристаллические агрегаты, слагающие многие магматические породы. Некоторые

Таблица 1.1

Изоморфный ряд плагиоклазов

Минерал	Состав	Пределы содержания анортитовой составляющей, %
Альбит	$Na[Al\ Si_3 0_8]$	0-10
Олигоклаз		10-30
Андезин		30-50
Лабрадор		50-70
Битовнит		70-90
Анортит	$Ca[Al_2Si_2 0_8]$	90-100

из этих пород почти полностью состоят из плагиоклазов, например лабрадориты и анортозиты. Широко распространены вкрапленники плагиоклазов в эффузивных породах. Плагиоклазы часто образуют двойники.

Цвет — белый, серовато-белый, иногда с зеленоватым или красноватым оттенком из-за различных включений, до почти черного у Лабрадора.

Черта — белая. Получение черты затруднено из-за высокой твердости минералов.

Прозрачность — минералы прозрачные, просвечивающие, непрозрачные.

Блеск — стеклянный, перламутровый.

Излом — неровный.

Спайность — совершенная в одном направлении, средняя в другом, под углом 86 — 87°.

Твердость по шкале Мооса — 6—6,5.

Плотность увеличивается от альбита (2,61 г/см^3) к анортиту (2,76 г/см^3).

Особые свойства — для олигоклаза характерна голубая иризация (особенно для его разновидности беломорита), для лабрадора — синяя или сине-зеленая.

Главные диагностические признаки — блеск, спайность, твердость.

Происхождение — магматические и метаморфические горные породы, пегматиты, гидротермальные месторождения, россыпи.

Применение — в качестве строительных и облицовочных камней. Плагиоклазы с декоративными эффектами могут использоваться как поделочные камни, особенно Лабрадор и олигоклаз (беломорит).

Фельдшпатоиды (от нем. *Feldshpat* — полевой шпат и от греч. *oid* — подобный, т.е. подобные полевым шпатам) — это каркасные алюмосиликаты, близкие по составу к полевым шпатам, но отличающиеся от них пониженным содержанием кремнезема и повышенным содержанием щелочей. Фельдшпатоиды кристаллизуются вместо полевых шпатов в магматических породах повышенной щелочности. Кроме того, они могут образовываться при метасоматических изменениях и в результате процессов регионального метаморфизма. Под действием гидротермальных растворов фельдшпатоиды разлагаются с образованием слюд и глинистых минералов. В поверхностных условиях они разрушаются с образованием каолинита.

Нефелин $KNa_3[AlSi0_4]_4$ ***(элеолит, масляный камень).*** Название минерала происходит от греческого *nephele* — облако, из-за образования студневидного геля кремнекислоты при разложении нефелина кислотами. Содержит примеси Ca, Rb, Ga и др. *Элеолит* — крупнокристаллический нефелин с жирным блеском мясо-красного цвета.

Форма выделения — кристаллы призматические, толстостолбчатые. Образуют вкрапленники в породах, или плотные, сплошные, иногда очень крупнокристаллические массы.

Цвет — серый, грязно-зеленый (из-за микроскопических включений других минералов), мясо-красный до бурого (цвета испорченного мяса), редко — бесцветный.

Цвет черты — белый. Получение черты затруднено из-за высокой твердости минерала.

Блеск — жирный, стеклянный.

Прозрачность — минерал, просвечивающий по тонкому краю, полупрозрачный, редко прозрачный.

Спайность — отсутствует.

Излом — неровный, иногда раковистый.

Твердость — 5 — 6.

Плотность — 2,6 г/см^3.

Главные диагностические признаки — жирный блеск в сплошных массах, отсутствие спайности, твердость, никогда не встречается в ассоциации с кварцем.

Происхождение — магматическое. Связан со щелочными породами и их пегматитами. Породы, богатые нефелином и редкоземельными элементами, известны на Урале (Ильменьские и Вишневые горы). Нефелин вместе с апатитом встречается на Кольском полуострове в Хибинах. Крупное месторождение расположено в Кузнецком Алатау (Белогорское).

Применение — комплексное сырье для извлечения алюминия, изготовления соды, высококачественного цемента. Попутно могут извлекаться редкие щелочные металлы и галлий.

Цеолиты. Название произошло от греческого *сео* — вскипать и *lithos* — камень из-за способности этих минералов вспучиваться при нагревании. К цеолитам относятся каркасные алюмосиликаты, обладающие объемными и сообщающимися между собой полостями, занятыми крупными ионами Ca, Na, K, Sr, Ba и молекулами воды. Всего к семейству цеолитов относят около 40 минеральных видов, 1/3 которых широко распространена. В цеолитах широко проявляется изоморфизм типа $Ca^{2+}Al^{3+}$—$Na^{+}Si^{4+}$, реже Ca^{2+}—Sr^{2+}. Они способны отдавать и снова присоединять воду без разрушения их структуры. Вода цеолитов с повышением температуры выделяется постепенно, а обезвоженные (дегидратированные) цеолиты могут адсорбировать молекулы других веществ — NH_4, $N0_2$, H_2S, углеводородов, спиртов, металлоорганических соединений. На этом свойстве основано использование цеолитов для осушения газов, разделения нефтехимических продуктов, в качестве фильтров для очистки питьевых и сточных вод и т.д.

Цеолиты образуют прекрасные кристаллы, форма которых определяется особенностями структуры. Они также могут слагать сплошные агрегаты разной степени зернистости. Обычно бесцвет-

ные или белого цвета. Блеск стеклянный, иногда перламутровый. Твердость невысокая, колеблется в интервале 3,5 — 5,5. На земной поверхности цеолиты неустойчивы и переходят в хлорит и глинистые минералы.

Происхождение цеолитов гидротермальное, часто встречаются в ассоциации с кальцитом, доломитом, гидрослюдами и кварцем. Часто заполняют миндалевидные пустоты и образуют прожилки в вулканических породах (базальтах).

Анальцим $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$. Название произошло от греческого *analkis* — несильный, из-за очень слабой электризации, вызываемой трением. Состав минерала близок к формуле.

Форма выделения — тетрагонтриоктаэдрические кристаллы, иногда с гранями куба. Агрегаты шестоватые, зернистые. Слагает миндалины в эффузивах.

Цвет — бесцветный, серый, белый, с желтоватым оттенком, розовый, мясо-красный (из-за примеси оксидов железа).

Цвет черты — белый.

Блеск — стеклянный.

Прозрачность — прозрачный, полупрозрачный минерал.

Спайность — отсутствует.

Излом — раковистый, неровный.

Твердость— 5 — 5,5.

Плотность — 2,2 — 2,3 г/см^3.

Особые свойства — высокая адсорбционная способность.

Главные диагностические признаки — форма кристаллов, цвет, твердость.

Происхождение — гидротермальным путем в пустотах и трещинах вулканических пород. Иногда встречается на месторождениях галенита. Образуется также в магнетитовых скарнах вместе с магнетитом.

Применение — практического значения не имеет.

Натролит $Na_2[Al_3Si_2O_{10}] \cdot 2H_2O$. Название произошло от греческого *natron* — сода и *lithos* — камень, буквально — содовый камень.

Форма выделения — кристаллы длиннопризматические, иногда образующие друзы. Часто встречается в радиально-лучистых агрегатах и зернистых массах, может также образовывать тонковолокнистые и землистые агрегаты.

Цвет — бесцветный, белый, желтоватый, красноватый, охряно-желтый, кирпично-красный.

Черта — белая.

Блеск — стеклянный, перламутровый, шелковистый.

Прозрачность — прозрачный, полупрозрачный кристалл.

Спайность — совершенная в двух направлениях по граням призмы.

Излом — раковистый.

Твердость — 5—5,5; хрупкий.

Плотность — 2,2—2,5 г/см^3.

Особые свойства — высокая адсорбционная способность. Растворяется в соляной кислоте.

Главные диагностические признаки — форма кристаллов, цвет, блеск, твердость, растворение в соляной кислоте.

Происхождение — гидротермальное, в пустотах базальтов, а также в нефелин-сиенитовых пегматитах, в виде *шпреуштейна* — продукта изменения нефелина, состоящего из натролита и гидроксидов алюминия.

Применение — практического значения не имеет.

Глава 2. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

2.1. Магматические горные породы

Магматизмом называется перемещение из глубоких недр Земли в ее верхние горизонты или на поверхность горячих силикатных расплавов — магм (от греч. «магма» — тесто), содержащих в растворенном виде летучие компоненты (пары воды и газы). В результате охлаждения и, как следствие, затвердевания и кристаллизации магм образуются магматические горные породы.

Горные породы, возникшие из магмы, затвердевшей на глубине в толще земной коры, называются *интрузивными* (*внедрившимися*, *плутоническими*). Они образуют *интрузивные массивы* различной формы и размеров и подразделяются на *абиссальные* (глубинные) и *гипабиссальные* (малоглубинные). Среди гипабиссальных часто выделяют группу *жильных пород*, которые возникают при затвердевании магмы в трещинах или полостях, имеющих небольшие размеры.

В других случаях магма достигает поверхности суши или морского дна и, в зависимости от ее вязкости и насыщенности летучими компонентами, изливается в виде лавовых потоков, выжимается, образуя тела, похожие на купола и обелиски, либо выбрасывается взрывами в атмосферу в виде распыленных сгустков лавы различного размера, обломков минералов и пород. При застывании излившейся (или выжатой) магмы образуются *эффузивные* (*излившиеся*, *вулканические*) породы. В случае извержений взрывного типа выброшенный в атмосферу рыхлый обломочный (*пирокластический*) материал оседает на суше или дне водоемов, со временем уплотняется и превращается в сцементированные *вулканогенные обломочные* (*пирокластические*) породы. По составу — это типичные вулканические породы, а по структуре и текстуре —

осадочные обломочные. Они слагают покровы (насыпные плащи) и потоки, формирующиеся при перемещении масс вулканогенного обломочного материала вниз по склонам.

При макроскопическом описании и определении магматических горных пород важными диагностическими признаками являются их *вещественный состав* и *внутреннее строение.*

2.1.1. Вещественный состав магматических горных пород

Вещественный состав всех магматических пород определяется либо их химическим, либо минеральным составом и обусловлен главным образом составом магм, при застывании которых образуются породы.

Химический состав магматических пород вне зависимости от условий их образования показывает количественные соотношения химических элементов, входящих в состав пород, а минеральный — в каких соединениях находятся эти химические элементы, т. е. из каких минералов состоят горные породы. Химический и минеральный составы пород взаимно связаны.

Как интрузивные, так и излившиеся магматические породы могут возникнуть из магмы одного и того же химического состава, поэтому почти каждая интрузивная магматическая порода имеет излившийся аналог, тождественный ей по химическому составу, но минеральный состав пород при этом может быть разным. Эти различия связаны с условиями формирования пород.

Химический состав магматических пород принято представлять в виде процентного содержания главных петрогенных (образующих породы) оксидов, таких, как SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, MgO,TiO_2, CaO, Na_2O, K_2O и H_2O. Сумма этих оксидов составляет около 98 % массы всех магматических пород. Наиболее часто встречаются классификации, использующие процентное содержание кремнезема (SiO_2) и (или) суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$).

Кремнезем преобладает среди главных оксидов. Он присутствует во всех магматических породах, слагая от 30 до 78 % их массы. Группы пород, содержащие более 64 % SiO_2, называются *кислыми*, от 64 до 53 % SiO_2 — *средними*, от 53 до 45 % SiO_2 — *основными* и менее 45 % — *ультраосновными* магматическими породами (табл. 2.1). Название «кислые породы» произошло от слова «кремнекислота» (SiO_2). Название «основные и ультраосновные породы» — производное от слова «основание». Кислые породы богаты SiO_2, а в основных и ультраосновных преобладают основные оксиды (CaO, MgO, FeO). Поскольку в природе отсутствуют резкие границы между указанными группами пород, принятые в их классификации цифры являются несколько условными.

По суммарному содержанию щелочей ($Na_2O + K_2O$) внутри групп кислых, средних, основных и ультраосновных пород выде-

Таблица 2.1

Классификация магматических горных пород

Условия образования	Характерные		Породы нормального (низкощелочного) ряда					
	структуры	текстуры	кислые SiO_2 > 64 %	средние SiO_2 64—53 %	основные 53—45 %		ультраосновные SiO_2 < 45 %	
Интрузивные	Полнокристаллическая Порфировидная	Плотная массивная	Гранит	Диорит	Габбро	Ультрамафиты: Пироксенит	Перидотит	Дунит
Эффузивные	Стекловатая Неполнокристаллическая Афанитовая Порфировая	Плотная Пористая Флюидальная Миндалекаменная	Риолит	Андезит	Базальт	Бонинит	Пикрит	—
Преобладающие цвета пород цветовой индекс			Светлые 3—25 %	Серые 20—50 % (ср. 35 %)	Черные (ср. 50 %)	Темно-зеленые или черные 90—100 %		
Основной минеральный состав								
Светлые минералы			Кварц 25—40 % КПШ 20—35 % Кислый плагиоклаз 25—35 %	Средние (главным образом) плагиоклазы 60—80 %	Основные плагиоклазы 35—65 %	Светлые минералы отсутствуют		
Цветные минералы			Биотит (реже другие) 3—10 %	Роговая обманка 0—40 % Пироксен 5—20 %	Пироксен 35—65 % (иногда оливин, роговая обманка)	Пироксен > 60 % Оливин < 40 %	Оливин 40—90 % Пироксен 10—60 %	Оливин > 90 % Пироксен < 10 %

ляют ряды пород нормальной щелочности (низкощелочных), умеренно-щелочных (субщелочных) и щелочных пород. Субщелочные и щелочные породы встречаются относительно редко; они богаты калием и натрием, а породы нормальной щелочности, преобладающие в составе магматических пород, — кальцием или магнием.

Химический состав магматических горных пород может быть определен с помощью специальных лабораторных исследований, поэтому он мало пригоден при макроскопическом определении пород. Однако достаточно точное представление о химическом составе той или иной породы можно получить, определив ее минеральный состав.

Минеральный состав свидетельствует о том, в каких макроскопических соединениях находятся химические элементы, слагающие породу, т.е. из каких минералов состоит горная порода (каждый минерал характеризуется определенным химическим составом).

Число минералов, слагающих все типы магматических горных пород, ограничено фактически всего лишь одним десятком. Главными из этих минералов являются минералы класса силикатов, такие, как полевые шпаты, амфиболы, пироксены, слюды, оливин, фельдшпатоиды, а также свободный кремнезем — кварц. Такие минералы в петрографии магматических пород называются *породообразующими минералами*. Другие минералы, встречающиеся в породе в незначительном количестве (около 1 %) и не имеющие значения для ее определения, получили название *акцессорных*. По относительному содержанию в породах тех или иных минералов можно косвенно судить об их химическом составе и относить породы к той или иной группе кислотности, или к тому или иному ряду щелочности.

Кислые породы с высоким содержанием кремнезема сложены каркасными и в значительной мере слоистыми силикатами, для них характерно присутствие зерен кварца. В средних породах имеющееся количество кремнезема уравновешивается содержащимися в них основаниями, поэтому кварца в этих породах практически нет. Островные и цепочечные силикаты слагают преимущественно ультраосновные и основные породы. Кислые, средние и основные породы содержат полевые шпаты, ультраосновные породы — бесполевошпатовые.

Таким образом, при переходе от кислых к ультраосновным породам в них постепенно исчезает кварц, а затем и полевые шпаты, т.е. светлые породообразующие минералы, богатые кремнием и алюминием (*сиалические минералы*). С другой стороны, увеличивается содержание темноцветных минералов (биотит, роговая обманка, пироксены, оливин), обогащенных магнием и железом (*мафические минералы*). Соотношение светлых и темных ми-

нералов в породе (*цветовой индекс*) определяет ее окраску. В кислых породах содержание темноцветных минералов колеблется от 3 до 25 %, в средних — от 20 до 50 %, в основных — более 50 %. Ультраосновные породы полностью (более 90 %) состоят из темноцветных минералов. В связи с этим окраска является важным диагностическим признаком для определения кислотности магматических пород. Кислые породы всегда светлые, средние окрашены в серые тона, основные и ультраосновные практически всегда темно-зеленые или черные.

2.1.2. Строение магматических пород

Не только химический и минеральный составы, но и внутреннее строение вулканических и глубинных пород несут важную информацию об условиях их образования. При описании строения горных пород пользуются понятиями «*структура*» и «*текстура*».

Структура магматических пород определяется степенью их кристалличности, т.е. наличием или отсутствием в породе вулканического стекла, абсолютными и относительными размерами и формой минеральных зерен, их взаимоотношением со стеклом.

У магматических пород макроскопически по степени кристалличности вещества различаются следующие структуры: *полнокристаллическая* (все вещество породы представлено в виде кристаллов), *неполнокристаллическая* (часть вещества породы затвердела в виде вулканического стекла, другая часть — в виде кристаллов), *стекловатая* (все вещество породы представлено вулканическим стеклом).

Среди полнокристаллических структур по абсолютному размеру минеральных зерен различают: *скрытокристаллические* (*афанитовые*) — размер зерен менее 0,1 мм (на глаз практически неразличимы); *мелкокристаллические* (*мелкозернистые*) — 0,1—1 мм; *среднекристаллические* — 1—5 мм; *крупнокристаллические* — 5—10 мм; *грубо*- или *гигантокристаллические* — не более 1 см.

По относительным размерам минеральных зерен выделяют структуры *равномернокристаллические*, *равномернозернистые* (размеры минеральных зерен близки по величине) и *неравномернозернистые* (размеры одних минеральных зерен существенно отличаются от других). Обычно в породе разные породообразующие минералы слагают зерна различных размеров. Поэтому при определении структуры принимают во внимание размеры зерен какого-либо преобладающего минерала, если эти размеры примерно одинаковы, то структура равномернозернистая. При неодинаковых размерах зерен одного и того же минерала структура относится к неравномернозернистой. Неравномернозернистые структуры, в которых кристаллы отдельных минералов резко (иногда в 10—15 раз и более) выделяются крупными размерами из окружающей

скрытокристаллической или очень мелкозернистой массы, называют *порфировыми.* Если крупные кристаллы погружены в основную массу с ясно различимыми зернами меньшего размера, структуру называют *порфировидной.*

Кроме перечисленных основных типов структур в магматических породах встречаются *структуры взаимного прорастания* различных минералов. В большинстве случаев такие структуры наблюдаются только под микроскопом. Наиболее грубозернистая структура широко распространена в жильных породах. Она представляет собой макроскопически хорошо различимое закономерное прорастание калиевого полевого шпата кварцем и получила название *пегматитовой.*

Полнокристаллические, хорошо различимые невооруженным глазом структуры присущи глубинным породам, реже встречаются у гипабиссальных и крайне редко у эффузивных. Неполнокристаллические и стекловатая структуры наиболее характерны для эффузивных пород, порфировая структура — для эффузивных пород.

Текстура характеризует сложение породы — расположение минеральных зерен и их агрегатов в пространстве, общий облик породы.

По способу заполнения веществом пространства, т.е. по текстурным признакам, выделяются *плотные* (*компактные*) и *пористые породы.* В плотных породах отдельные зерна минералов тесно прилегают друг к другу. Плотной текстурой обладают и вулканические стекла с бесструктурным строением вещества. В пористых породах глазом можно различить наличие полостей, каверн или мелких пор.

Образование пористых текстур связано с быстрым застыванием и выделением газов из лавы, излившейся на дневную поверхность или на дно водного бассейна. В зависимости от размеров и количества полостей различают текстуры *пузыристые* и *пенистые*, характерные для шлаков и пемзы — вспененных лав, состоящих из множества пустот, разделенных тонкими перегородками. Если пустоты в пористой породе заполнены вторичными минералами (опал, халцедон, карбонаты, хлорит и др.), то текстуру породы называют *миндалекаменной.*

Основными текстурами плотных магматических пород, хорошо распознающимися при макроскопических исследованиях, являются массивная, полосчатая, пятнистая, флюидальная.

Массивная (однородная) текстура отличается беспорядочным равномерным расположением минералов в массе породы, отсутствием преобладающей ориентировки каких-либо кристаллов.

Полосчатая текстура выражается в чередовании полос различного цвета, строения или различного минерального состава. Одним из видов полосчатой текстуры, наблюдаемой в лавах, являет-

ся *флюидальная* текстура — следы струй течения магматического материала, существовавших к моменту затвердевания.

Пятнистая текстура обусловлена пятнистым, неравномерным распределением цветных минералов. Темные пятна (скопления пироксенов, амфиболов, биотита) выделяются на более светлом фоне основной массы.

Пористые и миндалекаменные текстуры характерны исключительно для эффузивных пород, массивные и пятнистые — преимущественно для интрузивных, но иногда встречаются и в эффузивных. Полосчатые текстуры отмечаются в обоих типах магматических пород.

2.1.3. Наиболее распространенные магматические горные породы

Породы нормальной щелочности (низкощелочные)

Ультраосновные породы и пироксениты. В земной коре ультраосновные породы (*ультрабазиты*, *гипербазиты*), или *ультрамафиты*, распространены незначительно. Их суммарное количество не превышает в среднем 1 % от объема коры. Они почти полностью состоят из богатых магнием и железом мафических минералов — оливина, пироксенов и некоторых других цветных минералов. Светлых породообразующих минералов (полевых шпатов) в них практически нет, поэтому цветовой индекс пород приближается к 100 %. Большинство ультрамафитов по содержанию кремнезема (менее 45 %) относятся к группе ультраосновных пород. Но богатые пироксеном их разновидности (пироксениты) могут быть основными и даже средними породами в зависимости от количества и состава пироксенов. Среди ультрамафитов преобладают глубинные полнокристаллические породы. Объем вулканических аналогов незначителен.

К глубинным полнокристаллическим ультрамафитам ряда пород нормальной щелочности относятся дуниты, перидотиты и пироксениты.

Дуниты (названы по горе Дан в Новой Зеландии) — темные, почти черные породы с зеленоватым оттенком и смоляным блеском на свежем изломе. При выветривании становятся коричнево-бурыми. Структура полнокристаллическая, мелко- и среднезернистая, равномернозернистая. Текстура плотная массивная. Главный минерал, слагающий не менее 90 % объема породы, — магнезиальный оливин, как правило, частично замещенный вторичными минералами из группы серпентина. Характерные второстепенные минералы — пироксены, хромит или титаномагнетит (<10 %).

В дунитах встречаются залежи хромитовых руд и платины. При серпентинизации дунитов возникают месторождения асбеста. К коре выветривания дунитов приурочены месторождения никеля.

Дуниты не имеют излившихся аналогов.

Перидотиты (от франц. *peridot* — оливин) — темно-серые и черные породы. При выветривании становятся бурыми. Структура перидотитов полнокристаллическая, от мелко- до крупнозернистой, равномернозернистая, иногда порфировидная. Текстура плотная, массивная. К главным минералам, слагающим породу, относятся магнезиальный оливин (40—90 %) и пироксены (10—60 %). В качестве второстепенных могут присутствовать плагиоклаз, шпинель или гранат. Иногда пироксен в перидотитах бывает замещен роговой обманкой.

Перидотиты — самые распространенные в природе ультраосновные породы. Они часто содержат залежи хромитовых и титаномагнетитовых руд, металлов платиновой группы. При вторичных изменениях перидотитов возникают месторождения асбеста и силикатов никеля.

Излившимися аналогами их являются пикриты.

Пикриты (от греч. *picros* — горький; из-за высокого содержания магнезии, имеющей горький вкус) — черные, с зеленоватым оттенком, породы. На темном фоне скрытокристаллической основной массы выделяются светло-зеленые вкрапленники оливина. Выветрелые пикриты окрашены в темно-бурые тона, имеют неровную, шероховатую поверхность. Текстура плотная, массивная, встречаются также пористые или миндалекаменные породы. Миндалины заполнены серпентином, хлоритом, цеолитами.

Пироксениты (название отражает минеральный состав породы) — полнокристаллические, часто крупно- и гигантозернистые породы с ясно различимыми по совершенной спайности и стеклянному блеску призматическими кристаллами пироксена. Цвет пироксенитов в зависимости от состава меняется от серого с желтым и зеленым оттенками до зеленовато-черного.

Главными породообразующими минералами являются пироксены, составляющие не менее 60 % объема породы. В состав пироксенитов может входить оливин (до 40 %), а в качестве второстепенных минералов — плагиоклаз, шпинель или гранат, магнетит и титаномагнетит.

Химический состав пироксенитов, близкий к составу слагающих их пироксенов, характеризуется высоким содержанием кремнезема SiO_2 (43—55 %), соответствующим основным или даже средним породам. Пироксениты с примесью оливина, уменьшающего содержание кремнезема, связаны постепенными переходами с перидотитами, а пироксениты, содержащие незначительное количество плагиоклаза, — с породами основного состава типа габбро.

Обычно пироксениты не образуют самостоятельных интрузивных тел, а встречаются вместе с дунитами, перидотитами, габбро. Они могут вмещать хромитовые и платиновые руды, магнетитовое и титаномагнетитовое оруденение.

Излившимися аналогами пироксенитов с высоким содержанием SiO_2 являются ***бониниты*** — подводные лавы, обнаруженные на склонах глубоководных желобов перед фронтом островных дуг. Впервые бониниты описаны на островах Бонин, принадлежащих Японии.

Породы основного состава. Основные магматические породы, или *базиты*, — породы с содержанием кремнезема от 43 до 53 %. Они являются самыми распространенными магматическими породами земной коры. Главные породообразующие минералы основных пород пироксены (10—65 %) и основные плагиоклазы (35—65 %), к которым могут добавляться оливин, иногда роговая обманка и биотит, а также фельдшпатоиды. Большое количество цветных минералов (цветовой индекс 50 ± 15) придает породам темную окраску, на фоне которой выделяются светлые кристаллы плагиоклазов. Появление среди главных минералов плагиоклаза отличает основные породы от ультраосновных.

Основные магматические породы по условиям образования подразделяются на породы плутонические (интрузивные) и вулканические. К плутоническим глубинным породам относится габбро, а малоглубинным жильным — долериты. Вулканические аналоги пород основного состава — базальты, представлены шире, чем плутонические.

Габбро (по названию местности в Италии) — порода серого или черного цвета, обладающая полнокристаллической средне- и крупнозернистой, обычно равномернозернистой структурой. Текстура плотная массивная, при неравномерном распределении цветных минералов — пятнистая. Главные минералы представлены светлыми основными плагиоклазами и темным пироксеном примерно в равных количествах (35—65 %). В качестве второстепенных минералов могут присутствовать оливин, роговая обманка, биотит, магнетит, титаномагнетит. Наличие второстепенных минералов в количестве более 5 % отражается в названии породы (габбро оливиновое, габбро роговообманковое и т.д.).

Цветовой индекс составляет в среднем 50 %.

Лабрадорит — разновидность габбро — порода черного цвета, почти полностью состоящая из основного плагиоклаза (лабрадора). Легко определяется по яркой иризации в зеленовато-синих тонах, что связано с наличием тончайших ориентированных двойников, трудно различимых даже под микроскопом.

С интрузиями габбро связаны месторождения титаномагнетитовых и медных руд. Сами габбро используют в качестве строительного и облицовочного материала.

Базальты (вероятно, от эфиопского *basal* — железосодержащий камень) — темно-серые, черные или зеленовато-черные породы, обладающие стекловатой, скрытокристаллической или порфировой структурой. В порфировых разностях на фоне скрытокристаллической основной массы невооруженным глазом различимы мелкие вкрапленники (до 20—25 %) либо зеленовато-желтых изометричных зерен оливина, либо светлого плагиоклаза, а нередко очень крупные, достигающие нескольких сантиметров в длину, черные призмы пироксена.

Текстура базальтов может быть плотной массивной, пористой, миндалекаменной. Миндалины заполнены кварцем, халцедоном, кальцитом, хлоритом и другими вторичными минералами. Излившиеся под водой базальты обладают шаровой отдельностью (подушечные или пиллоу-лавы).

Базальты используют как сырье для производства каменного литья и как строительный материал.

Среди гипабиссальных жильных пород основного состава наибольшим распространением пользуются ***долериты*** (от греч. *doleros* — обманчивый). Это — темно-серые или черные полнокристаллические породы того же минерального состава, что и габбро, но отличающиеся от последнего мелкокристаллической структурой, как равномерно-, так и неравномернозернистой.

С долеритами бывают связаны месторождения самородной меди, а также сульфидные руды. Долериты используют в строительстве и как сырье для каменного литья.

Породы среднего состава. Для средних магматических пород характерно достаточно высокое содержание SiO_2 от 53 до 64 %. Породы этой группы располагаются между основными бескварцевыми и кислыми кварцсодержащими породами, что находит отражение в особенностях их химического и минерального составов. Средние породы характеризуются большим по сравнению с основными породами содержанием светлых минералов. Цветовой индекс — 35 ± 15 %. Такое соотношение минералов определяет светло-серую или серую окраску этих пород. Светлые минералы представлены плагиоклазами, а иногда и свободным кварцем. Типичными темными минералами являются роговая обманка, пироксены и биотит, редко в небольших количествах может присутствовать оливин. В группе пород среднего состава меньше распространены интрузивные породы (диориты, кварцевые диориты и др.). Вулканические разновидности (андезиты и др.) встречаются чаще.

Диориты (вероятно, от греч. *diorizio* — разделяю) — серые, темно-серые или зеленовато-серые породы, обладающие полнокристаллической мелко-, средне- или крупнозернистой структурой. Текстура плотная массивная или пятнистая. Главный породообразующий минерал диоритов — светлый плагиоклаз (60—80 %),

определяющий окраску породы. Среди темноцветных минералов обычно преобладают удлиненные кристаллы роговой обманки (0—40 %). Кроме того, нередко присутствуют пироксены (5—20 %) в виде короткостолбчатых кристаллов и иногда биотит (0—30 %). В качестве второстепенного минерала (< 5 %) может встречаться кварц, но невооруженным глазом он практически не виден. Если количество кварца достигает 5—15 % и он хорошо заметен, порода называется ***кварцевым диоритом***.

По химическому и минеральному составам диориты представляют собой переходные породы, связанные, с одной стороны, с группой гранита (через кварцевые диориты), а с другой — с группой габбро (габбро-диориты).

С интрузивными массивами диоритов и кварцевых диоритов связаны месторождения железных руд (главным образом магнетита), а также цветных и благородных металлов. Кроме того, они широко используются как строительный и облицовочный материал.

Излившимся аналогом диоритов являются андезиты.

Андезиты (названы по горной цепи Анд в Южной Америке) — буровато-зеленые, серые и темно-серые до черных породы, почти всегда обладающие порфировой структурой. Текстура плотная массивная или пористая. На фоне скрытокристаллической или мелкозернистой основной массы хорошо выделяются крупные вкрапленники плагиоклазов (блестящие зерна белого цвета, правильных очертаний) и более мелкие вкрапленники роговой обманки и пироксенов (удлиненные и таблитчатые зерна темно-зеленого и черного цвета), реже биотита (черные чешуйки с блестящими поверхностями). Обычно вкрапленников плагиоклаза в 2—3 раза больше, чем вкрапленников цветных минералов.

С андезитами связаны разнообразные месторождения цветных (например, меди в Чили) и благородных металлов. Андезит используется для изготовления высокосортных стекол, устойчивых к воздействию кислот и щелочей, а также при изготовлении черного фарфора.

Породы кислого состава. Кислые магматические породы пересыщены кремнеземом (SiO_2 > 64 %). Для них характерен кварц (от 15 до 45 %). В состав кислых пород также входят полевые шпаты (40—85 %), преимущественно калиево-натриевые, и небольшое количество (3—25 %) цветных минералов из группы слюд, амфиболов или изредка пироксенов. Присутствие полевых шпатов, имеющих белый, серый, желтоватый, зеленоватый, кремовый цвета различных оттенков, обусловливает светлую окраску кислых магматических пород. В этой группе наиболее широко развиты интрузивные породы *граниты* и близкие к ним по химическому и минеральному составам *гранодиориты*, *плагиограниты*, *лейкограниты* и др. Но наибольшим распространением, не только среди кис-

лых, но и всех магматических пород, пользуются граниты. Излившимся аналогом гранитов являются *риолиты* (*липариты*), а гранодиоритов — *дациты*.

Граниты (от лат. *granum* — зерно) — породы светло-серого, розовато-серого, красного цвета. Структура полнокристаллическая от мелко- до крупнозернистой, равномерно- или неравномернозернистая, иногда порфировидная. Текстура плотная массивная. В количественном отношении граниты состоят из примерно равных долей (20—35 %) калиево-натриевого полевого шпата (ортоклаза или микроклина), кислого плагиоклаза (25—35 %) и кварца (25—40 %). Темноцветных минералов (биотит, мусковит, реже роговая обманка) содержится мало — от 3 до 10 %. Главные породообразующие минералы легко определяются макроскопически. Полевые пшаты по стеклянному блеску на плоскостях спайности и цвету (розовому, серому, белому различных оттенков). Кварц присутствует в виде бесцветных, дымчато-серых или черных зерен неправильной формы, обладает жирным блеском и раковистым изломом. Слюды образуют ярко блестящие чешуйчато-листоватые кристаллы серебристого (мусковит), темно-бурого или черного цвета (биотит).

Разновидность гранита с крупными зернами полевых шпатов, обладающая неравномернозернистой порфировидной структурой, получила название ***гранита рапакиви*** (в переводе с финского — гнилой камень), поскольку эта порода сравнительно легко разрушается при выветривании.

С гранитами связаны полиметаллические руды, месторождения вольфрама, молибдена и других полезных ископаемых. Граниты широко используют как строительный и облицовочный материал.

Риолиты (название от греч. *reo* — течение, река подчеркивает флюидальную текстуру многих риолитов) — белая, светло-серая, часто с желтоватым или розоватым оттенком порода. Структура порфировая — на фоне скрытокристаллической или стекловатой основной массы выделяются мелкие вкрапленники полевых шпатов (светлые блестящие или матовые зерна с ровной поверхностью, правильных очертаний), реже — кварца (серые или черные, стекловидные зерна, неправильных очертаний). Темные минералы играют второстепенную роль. Чаще всего встречаются черные блестящие листочки биотита, реже — игольчатые кристаллы бурой или черной роговой обманки. Риолиты обладают разнообразной текстурой: плотной массивной, пористой, часто флюидальной. Минеральный состав их такой же, как у гранитов.

Риолиты применяют в строительстве, стекольной промышленности, с ними могут быть связаны месторождения олова (Мексика) и других металлов.

Гипабиссальные жильные породы гранитного состава представлены микрогранитами, гранит-порфирами, аплитами и пегматитами.

Микрограниты и ***гранит-порфиры*** имеют сходный с гранитами химический и минеральный составы и отличаются от них только структурой, которая может быть либо скрытокристаллической, либо порфировой. На состав вкрапленников указывают дополнительные названия — биотитовый, амфиболовый, пироксен-плагиоклазовый и т.д. гранит-порфир. Эти породы слагают краевые зоны и апофизы гипабиссальных интрузивов и дайки различной глубинности.

Аплиты — мелкозернистые жильные породы гранитного состава, обычно лишенные темноцветных минералов. Залегают в виде жил в массивах гранитов и во вмещающих породах.

Гранитные пегматиты (от греч. «*пегматоес*» — крепкая связь) — крупно- и гигантозернистые светлоокрашенные жильные породы гранитного состава. Отдельные кристаллы в гранитных пегматитах достигают огромных размеров (до 15 м). Для гранитных пегматитов характерно наличие графических срастаний кварца и полевого шпата, которые кристаллизуются одновременно (пегматитовая структура).

Умеренно-щелочные (субщелочные) и щелочные породы

Во всех рассмотренных группах магматических пород, различающихся по кислотности, помимо ряда пород нормальной щелочности выделяют ряды пород умеренной и повышенной щелочности (субщелочные и щелочные породы). Критерием для такого разделения служит содержание в горных породах суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$), пределы колебаний которой принимаются разными для различных групп пород, т.е. варьируют в зависимости от содержания SiO_2.

В целом породы умеренной щелочности содержат большое количество щелочных калиево-натриевых полевых шпатов (ортоклаз, микроклин и др.) и цветных минералов, богатых титаном. В щелочных породах среди главных породообразующих минералов появляются фельдшпатоиды (в основном нефелин) и цветные минералы из групп пироксенов и амфиболов с высоким содержанием натрия.

К числу наиболее распространенных пород умеренно-щелочного и щелочного ряда относятся сиениты и их излившиеся аналоги трахиты, а также нефелиновые сиениты. По содержанию кремнезема (52—64 %) все они относятся к группе средних пород.

Сиениты (название от г.Сиена в Италии) — глубинные интрузивные породы умеренно-щелочного ряда (5—12 % суммы щелочей) светло-серого, розового или красного цвета различных от-

тенков. Структура полнокристаллическая от средне- до крупнозернистой. Обычно структура равномернозернистая, но встречаются сиениты с порфировой структурой, обусловленной присутствием крупных (до нескольких сантиметров в длину) кристаллов калиево-натриевого полевого шпата. Текстура сиенитов плотная массивная, иногда наблюдается разновидность с субпараллельным расположением таблитчатых кристаллов, составляющих породу. Основные минералы сиенитов — ортоклаз или микроклин (60—80 %), в меньшей степени — плагиоклазы (10—30 %). Темноцветных минералов мало (10—20 %), главным образом — это роговая обманка, реже пироксены, иногда также биотит. Кварц обычно отсутствует, но в небольшом количестве (< 5 %) может содержаться в качестве второстепенного минерала.

Макроскопически сиенит можно спутать с гранитом, от которого он отличается практически полным отсутствием зерен кварца и матовым блеском на плоскостях спайности калиево-натриевых полевых шпатов.

С сиенитами связаны месторождения железа, меди, марганцевых руд, золота и других металлов. Они используются как облицовочный материал.

Трахиты (от греч. *trachys* — шершавый, шероховатый) — излившиеся светлые белые, серые, желтоватые, розоватые или красные породы с ясно выраженной порфировой, реже скрытокристаллической или мелкозернистой структурой. В свежем изломе породы обладают шероховатой поверхностью за счет обилия мельчайших кристаллов полевого шпата в основной массе. Текстура обычно мелкопористая. В порах часто наблюдаются мелкие кристаллы вторичных минералов. По минералогическому составу они не отличаются от сиенитов. Крупные вкрапленники представлены в основном блестящими или матовыми, нередко водяно-прозрачными зернами калиево-натриевых полевых шпатов, более мелкие — плагиоклазами. Вкрапленников темноцветных минералов (роговая обманка, биотит, пироксены) очень мало.

Трахиты используют в строительстве и стекольной промышленности как кислотоупорный материал.

Нефелиновые сиениты — глубинные интрузивные щелочные (сумма щелочей 14—18 %) полнокристаллические породы. Цвет меняется от светло-серого, розоватого до темно-серого с зеленым оттенком. Структура крупнозернистая, реже гигантозернистая. Текстура обычно плотная массивная, но встречаются породы, в которых таблитчатые кристаллы полевого шпата имеют плоскостную ориентировку, а также полосчатые породы с чередованием полос, обогащенных светлыми и темноцветными минералами.

Главные породообразующие минералы — светлые щелочные калиево-натриевые полевые шпаты (20—60 %), серовато-зеленый или красновато-бурый нефелин (20—45 %), кристаллы которого

характеризуются жирным блеском, иногда кислый плагиоклаз (5—20 %). Преобладают щелочной полевой шпат и нефелин, составляющие в сумме 50—90 % объема породы. Цветные минералы (5—40 %) представлены главным образом щелочными пироксенами и амфиболами, реже биотитом. Цветовой индекс изменяется от 5—10 до 30— 40. Характерная особенность — хорошо заметные на поверхностях выветривания углубления (оспины), остающиеся после выщелачивания зерен нефелина.

По минеральному составу выделяют несколько разновидностей нефелиновых сиенитов, получивших местные названия — ***фойяит***, ***луяврит***, ***мариуполит***, ***миаскит***.

Нефелиновые сиениты можно спутать с сиенитами и гранитами. От гранитов они отличаются отсутствием кварца, от сиенитов — наличием нефелина.

Используют в стекольном, керамическом, цементном, химическом производствах. Они часто содержат месторождения редких металлов.

Вулканические породы непостоянного химического состава

При излиянии перегретой лавы на земную поверхность, а особенно на дно моря, она резко охлаждается, теряет летучие компоненты и быстро застывает. Из-за быстрого остывания лава не успевает раскристаллизоваться и затвердевает в виде аморфного вещества — ***вулканического стекла*** — с полным отсутствием или незначительным количеством кристаллов. Вулканическое стекло — обычная составляющая структур основной массы излившихся магматических пород. Известны вулканические стекла основного и среднего состава, но чаще всего в природе встречаются вулканические стекла богатых кремнеземом, наиболее вязких кислых (риолитовых) лав — обсидианы, перлиты, пемзы.

Обсидианы (от лат. *lapis Obsianus* по имени римлянина Обсиуса, привезшего этот камень из Эфиопии) — черная, а при наличии тонкой примеси гематита красновато-коричневая плотная однородная порода со стекловатой структурой, стеклянным блеском и хорошо выраженным раковистым изломом. Встречаются обсидианы пятнистой и полосчатой окраски, обусловленной струями стекла разного цвета (флюидальная текстура). Содержание воды в обсидианах не превышает 1 %. При большем количестве воды (до 5—10 %) обсидианы переходят в ***перлиты*** (пехштейны), которые отличаются более светлой серой окраской и перламутровым или жирным смоляным блеском.

При нагревании до 1000—1200 °C риолитовые перлиты вспучиваются, многократно увеличивая объем вследствие выделения воды, поэтому они часто используются в производстве теплоизо-

ляционных материалов. Обсидианы применяются как поделочный камень.

Пемзы (от лат. *pumex* — пена) — легкие белые, серые, желтые, светло-коричневые, иногда черные, чрезвычайно пористые, шершавые на ощупь породы. По внешнему облику представляют собой вспенившуюся, крупнопузырчатую или длинноволокнистую массу. Состоят из вулканического стекла. Породы очень легкие, удельный вес меньше единицы. Образуются при быстром затвердевании бурно вскипающей, обогащенной флюидами лавы различного, чаще кислого состава.

Пемзы используют в строительстве для изготовления пемзобетона и как добавка к цементам, в нефтехимической и химической промышленности в качестве катализатора, незаменимы при производстве различных абразивных порошков.

Вулканогенные обломочные (пирокластические) породы

В ходе извержения большинства континентальных вулканов помимо излияния лав в атмосферу выбрасывается огромное количество обломков. Взрывные газовые выбросы захватывают, разбрызгивают и распыляют жидкую лаву, разрушают материал вулканических построек. Раскаленные сгустки твердеющей лавы различной величины и формы остывают во время полета и вместе с обломками пород падают на землю, образуя огромные массы рыхлых твердых продуктов извержения — *тефры* (термин применялся еще Аристотелем) или *пирокластического материала*.

В зависимости от размеров обломков среди рыхлой тефры выделяют *вулканическую пыль* (*вулканический пепел*) (< 0,05 мм), *вулканический песок* (0,05—2 мм), *лапилли* (2—50 мм), *глыбы* и *вулканические бомбы* (> 50 мм). Бомбы представлены кусками лавы, вращающимися при полете и приобретающими округлую, шаровидную, веретенообразную, грушевидную и т.д. форму.

В некоторых случаях отдельные обломки сильно разогретого пирокластического материала свариваются или спекаются между собой и образуют породы, носящие название ***спекшихся туфов***, или ***агглютинатов***.

Обычно значительная часть рыхлого пирокластического материала размывается и уничтожается поверхностными водами. Сохранившаяся часть со временем уплотняется, гидрохимически цементируется и превращается в крепкие породы — ***вулканические туфы***. Они сложены из отдельных обломков вулканического материала, промежутки между которыми (цемент) чаще всего заполнены тонким вулканическим пеплом, реже глинистым или кремнистым осадочным веществом. Туфы так же, как рыхлая тефра, разделяются по величине преобладающих обломков на ***пепловые туфы*** (0,05—2 мм), ***лапиллиевые туфы*** (2—50 мм) и ***глыбо-***

вые бомбовые, или ***агломератовые***, ***туфы*** (> 50 мм). По составу и строению обломков различают следующие разновидности туфов: *витрокластические* (преобладают обломки стекла), *кристаллокластические* (преобладают обломки кристаллов) и *литокластические* (преобладают обломки пород).

2.2. Осадочные горные породы

Осадочные горные породы образуются на поверхности Земли в результате действия различных экзогенных процессов и залегают в самой верхней части земной коры, занимая около 75 % площади земной поверхности. Из них добывается более 90 % всех полезных ископаемых (в том числе 100 % газа, нефти и каменного угля). Часто эти породы сами являются полезными ископаемыми (строительные материалы, стекольное, керамическое, металлургическое сырье и др.). Кроме того, осадочные породы и содержащиеся в них органические остатки (окаменелости) несут важнейшую информацию о гидросфере и биосфере, рельефе, климате и других условиях геологического прошлого отдельных регионов и Земли в целом.

В образовании осадочной горной породы выделяют: стадию формирования осадка и стадию преобразования осадка в горную породу (диагенез).

Стадия формирования осадка включает образование частиц осадочного материала, их перенос и отложение. Частицы осадочного материала, из которых возникают осадки, образуются различными способами: а) при выветривании и эрозии любых исходных горных пород (обломочные зерна); б) при химическом выпадении из раствора в осадок различных минералов и солей (хемогенные зерна); в) при биохимическом осаждении минералов (биогенные зерна). Поэтому по способу образования осадочного материала выделяют *обломочные*, *хемогенные* и *органогенные осадочные горные породы.* Многообразие типов зерен осадочного материала объясняется различиями условий (обстановок) осадкообразования. Определяющими факторами этих условий являются: климат, химический состав вод бассейна осадконакопления, биологическая продуктивность и рельеф. Перенос осадочного материала производится реками, ветром, ледниками, морским прибоем и морскими течениями, а также под непосредственным действием сил гравитации. Формирование осадков и осаждение зерен начинается вследствие изменения параметров среды осадконакопления (уменьшения скорости водного или воздушного потоков, увеличения концентрации солей в воде и др.), а также вследствие жизнедеятельности и отмирания организмов. Осажденные частицы могут подвергаться неоднократному физическому и химическому переотложению и переработке донными организмами (биотурба-

ция). Биотурбация может полностью уничтожить тонкую первичную слоистость.

Диагенез охватывает физико-химические и биохимические процессы уравновешивания осадка и превращения его в осадочную горную породу. В ходе диагенеза происходят уплотнение и обезвоживание осадков, разложение захороненного органического вещества, растворение неустойчивых и образование новых минералов, образование конкреций и цементация осадочных частиц.

Цементом в осадочных породах называют тонкозернистый, или аморфный, материал, скрепляющий отдельные более крупные зерна. Различают цемент, образовавшийся одновременно с отложением осадка и образовавшийся после образования породы в результате осаждения солей из циркулирующих через нее растворов. Состав цемента бывает: глинистый (сравнительно легко размокает), алевритовый, песчаный, известковый (реагирует с соляной кислотой), железистый (распознается по желтой, красной, бурой окраске и повышенной плотности), кремневый (определяется по высокой твердости и иногда по блеску), реже сульфатный, фосфатный и др. От характера цемента и плотности цементации зависят прочность и твердость пород.

2.2.1. Определение осадочных пород

На осадочное происхождение пород указывает ряд отличительных признаков: 1) пластовая форма осадочных тел; 2) состав отложений, часто совершенно отличающийся от состава магматических и метаморфических пород; 3) структурные и текстурные особенности; 4) наличие животных и растительных остатков.

Самым важным признаком осадочных пород является их *слоистая* текстура, которая возникает вследствие изменения гидродинамических, климатических и других условий отложения осадков. Слоистость выражается в чередовании слойков с неодинаковой величиной зерен, их разной ориентировкой или окраской, а также различным содержанием и составом органических остатков в соседних слойках. В спокойных условиях среды осадконакопления образуется параллельная слоистость, а при активном движении воздушных и водных масс — косая, диагональная, линзовидная, волнистая и др. Мощность слоев может достигать десятков метров или не превышать долей сантиметра. Слои отделяются друг от друга поверхностями напластования. По их морфологии тоже можно судить об условиях образования породы. Из геоморфологических особенностей строения поверхности слоев наиболее показательны следы ископаемой ряби (эоловой, течений, волнений), отпечатки борозд размыва и следов ползающих животных (червей, моллюсков) и трещины усыхания, выполненные отличающейся породой.

По характеру взаимного расположения частиц в осадочной породе кроме слоистой наиболее часто выделяют следующие текстуры: *беспорядочную* (или *массивную*) — когда материал в породе перемешан хаотично, без каких-нибудь видимых ориентиров и нельзя выявить закономерности во взаимном расположении частиц (например, морена, грубообломочный конгломерат и др.); *пятнистую*, при которой визуально выделяются обособленные участки в виде пятен со своей структурой или цветом.

Важной текстурной характеристикой осадочных пород является их *пористость*, влияющая как на объемный вес породы, так и на ее способность вмещать, удерживать и отдавать при определенных условиях различные флюиды (нефть, газ, воду и др.). Величина пористости зависит от разных факторов, важнейшие из которых: размерность зерен породы, количество, плотность и состав цемента (особенно для карбонатных пород, в которых процессы выщелачивания резко увеличивают величину пор как за счет растворения самих карбонатных зерен, так и за счет растворения цемента, вплоть до образования каверн).

По степени пористости выделяют породы: а) плотные, где пористость визуально не заметна; б) мелкопористые с различимыми мелкими частыми порами; в) крупнопористые с величиной пор 0,5—2,5 мм; г) кавернозные с крупными пустотами сложной конфигурации. По способу образования различают межзерновую (первичная) и кавернозную (вторичная) виды пористости.

Из других текстурных особенностей осадочных пород следует отметить характер цементации: относительное количество зерен и цемента, а также расположение зерен в цементе.

Структуры осадочных пород удобнее рассматривать отдельно для каждой генетической группы.

Окраска осадочных пород не является главным диагностическим признаком, но часто помогает их определению. Цвет породы зависит от окраски слагающих ее минералов или обломков; окраски рассеянной в породе примеси; цвета цемента и др. Белый и серый цвета, как правило, обусловлены окраской основных минералов осадочных пород. Темно-серый и черный цвета придают породе включения рассеянного органического вещества, реже солей марганца и тонкодисперсного пирита. Красный и розовый цвета обычно связаны с примесью в породе оксидов железа. Зеленый цвет зависит от примеси закисного железа и присутствия соответственно окрашенных минералов — глауконита, хлоритов и др. Желтый и бурый цвета связаны с наличием в породе лимонита. Необходимо отметить, что во влажном состоянии порода выглядит более ярко и контрастно окрашенной, чем в сухом. Окраска осадочных пород может свидетельствовать об условиях их формирования. Например, накопление красноцветов происходит обычно в аридном климате.

2.2.2. Наиболее распространенные осадочные горные породы

Обломочные породы

При определении обломочных осадочных пород следует в первую очередь обратить внимание на величину обломков, их остроугольность или окатанность и на наличие или отсутствие цемента. Эти признаки легли в основу классификации обломочных пород, так как они не только определяют внешний вид породы, но и отражают ее происхождение.

По величине обломков среди обломочных пород выделяют: *грубообломочные*, состоящие из обломков более 2 мм; *среднеобломочные*, или песчаные, состоящие из обломков от 2 до 0,05 мм; *мелкообломочные*, или *пылеватые*, породы (алевритовые, от греч. «алеврос» — мука), состоящие из обломков от 0,05 до 0,005 мм. В каждой из этих групп выделяют *рыхлые* породы, частицы которых не скреплены, и *сцементированные*, где частицы связаны каким-либо веществом (цементом) в сплошную массу или уплотнены.

При описании структуры обломочных пород необходимо отмечать не только преобладающие размеры обломков, но и пределы их колебаний. По относительной величине зерен выделяются сортированные (равномерно-зернистые) и несортированные (разнозернистые) породы. Для окатанных обломков следует указывать степень окатанности, которая может свидетельствовать о дальности транспортировки материала. Форма обломков также может нести важную информацию. Так, морская галька имеет обычно уплощенную форму, а речная — яйцевидную. Часто обломочные породы состоят из смеси обломков разного состава, в этом случае они называются полимиктовыми. При описании сцементированных пород характеризуется окраска и состав цемента, соотношение в породе обломков и цемента.

Грубообломочные породы. Рыхлые грубообломочные породы по размеру обломков подразделяются на крупноразмерные (свыше 200 мм), среднеразмерные (от 200 до 10 мм), мелкоразмерные (от 10 до 2 мм); по форме обломков — на окатанные (с округленными или совсем сглаженными ребрами) и неокатанные (угловатые, оскольчатые). В зависимости от сочетания этих параметров среди рыхлых грубообломочных пород выделяют: ***глыбы*** — крупные угловатые обломки; ***валуны*** — крупные окатанные обломки; ***щебень*** — средние угловатые обломки; ***галька*** — средние окатанные обломки; ***дресва*** — мелкие угловатые обломки; ***гравий*** — мелкие окатанные обломки.

Сцементированные грубообломочные породы (независимо от состава обломков и цемента), заключающие окатанные обломки, называют ***конгломератом*** и ***гравелитом***, неокатанные обломки — ***брекчией*** и ***дресвяником*** (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Основные группы обломочных осадочных пород

Группа пород	Размеры обломков, мм	Рыхлые породы		Сцементированные породы	
		Окатанные	Неокатанные	Окатанные обломки	Неокатанные обломки
Грубообломочные	> 200	Валуны	Глыбы	Конгломераты: валунные	Глыбовые брекчии
	200—10	Галька, галечник	Щебень	галечные	Брекчии
	10—2	Гравий	Дресва	гравийные (гравелиты)	Дресвяник
Песчаные		Пески:		Песчаники:	
	2—1	грубозернистые		грубозернистые	
	1—0,5	крупнозернистые		крупнозернистые	
	0,5—0,25	среднезернистые		среднезернистые	
	0,25—0,1	мелкозернистые		мелкозернистые	
	0,1—0,05	тонкозернистые		тонкозернистые	
Алевритовые	0,05—0,005	Алевриты		Алевролиты	
Глинистые	< 0,005	Глины		Аргиллиты	

Грубообломочные породы используют в производстве бетона и строительстве дорог.

Пример описания конгломерата. Конгломерат буровато-серый, мелкогалечный, неясно слоистый, полимиктовый, плохо сцементированный. Структура обломочная. Размер обломков в поперечнике от 10 до 30 мм, преобладают обломки от 10 до 20 мм, окатанность хорошая и средняя. Форма обломков округлая и яйцевидная, реже уплощенная. Уплощенная галька представлена песчаниками (20—25 %). Она грубо ориентирована и подчеркивает неясную слоистость. Среди обломков, кроме песчаников, обнаружены кварц (25—30 %), кремнистые породы (10—15 %), известняки (15—20 %), кристаллические сланцы (10—15 %) и граниты (5—10 %). Цемент бурый песчано-железистый. Содержание цемента в породе около 20—25 %.

Отличительные признаки. Для конгломератов характерны: обломочная структура, крупный размер и окатанная форма обломков, сцементированность. По способу накопления обломочного материала различа-

ют морские, аллювиальные, пролювиальные и озерные конгломераты. Наличие пластов и толщ конгломератов в геологических разрезах указывает на усиленный размыв более древних толщ и на близость суши или поднятий.

Среднеобломочные, или песчаные, породы. Рыхлые разновидности среднеобломочных пород называют ***песками***, сцементированные — ***песчаниками***. По величине обломков песчаные породы обеих групп разделяются на грубо- (2—1 мм), крупно- (1—0,5 мм), средне- (0,5—0,25 мм), мелко- (0,25—0,1 мм) и тонкозернистые (0,1—0,05 мм); по относительной величине зерен — на равномерно-зернистые (сортированные) и разнозернистые (несортированные). Обломки часто представлены кварцем, полевыми шпатами, слюдами, карбонатами, глауконитом и многими другими минералами, а также породами. В случае резкого преобладания какого-нибудь из них в составе обломков — его название присоединяется к основному названию породы, например кварцевый песок или кварцевый песчаник. Среди полимиктовых песчаных пород различают *аркозовые пески* и *песчаники*, состоящие из зерен калиевых полевых шпатов, кислых плагиоклазов и в меньшем количестве кварца и слюд, и *граувакки* — темно-серые и серые (с различными оттенками) песчаные породы, состоящие главным образом из обломков пород, плохо сортированных и слабоокатанных, сцементированных глинистым цементом.

Среднеобломочные породы имеют широкое применение в строительстве, а также при производстве стекла.

Мелкообломочные породы сложены преимущественно частицами от 0,05 до 0,005 мм. Обломки такой размерности часто встречаются в природе. Но главная их масса рассеяна в глинистых породах. Собственно мелкообломочные породы довольно редки и маломощны. Они почти всегда в виде примеси содержат частицы тонкопесчаной и глинистой размерностей. При водном и ветровом переносе обломки менее 0,05 мм практически не истираются, поэтому имеют неокатанную остроугольную форму. В составе обломков преобладает кварц.

Рыхлые разности мелкообломочных пород называют ***алевритами***, сцементированные — ***алевролитами***.

Характерный представитель алевритов — ***лёсс***. Это, как правило, неслоистая и обычно нелитифицированная землистая порода палево-желтого, серого и светло-желтого цветов. Состоит из частиц алевритовой размерности (60—80 % породы) и небольшого количества тонкого песка и глинистого материала. Главным компонентом лёсса всегда является кварц. Другие частицы могут быть разнообразными по минеральному составу (полевые шпаты, кальцит, лимонит и др.). В лёссе часто включены мелкие округлые известковые образования (конкреции), называемые журавчиками

и куколками. Очень редко наблюдается тонкая слоистость, которая пересекается следами корней растений. Порода легко растирается между пальцами в тончайший порошок, вскипает при реакции с разбавленной соляной кислотой, обладает большой пористостью (до 50 %) и свободно пропускает воду. В сухом состоянии лёсс прочная порода, способная выдерживать большие нагрузки. В естественных обнажениях сохраняет отвесные стенки. С водой образует малопластичную массу, в отличие от глин, теряет структурность и распадается. При намокании уплотняется и уменьшается в объеме до 10 %, что вызывает в вышележащих отложениях трещины и просадки. Эти свойства лёссов следует учитывать при освоении районов их распространения и строительстве сооружений на грунтах, в которых есть лёссовые отложения. Лёссы используют в строительстве для изготовления кирпичей и цемента.

Алевролиты — сцементированные мелкообломочные породы различной окраски, часто имеют тонкослоистое плитчатое строение, которое легко выявляется при раскалывании. Макроскопически алевролиты трудно отличимы от аргиллитов. При хорошем освещении на свежем сколе они поблескивают мельчайшими зернами; у них обычно не бывает характерного для аргиллитов однородного шелковистого блеска. На поверхностях напластования алевролитов иногда различимы мелкие чешуйки слюды и очень тонкий углефицированный растительный детрит. Используют при строительстве дорог.

Глинистые горные породы

На долю глинистых пород приходится свыше 50 % объема всех осадочных пород. Обычно глинистые породы имеют обломочное происхождение и формируются за счет размыва и переотложения материала кор выветривания. От типичных обломочных пород они отличаются не только размером частиц, но и своеобразным минеральным составом. Глинистые породы сложены в основном глинистыми минералами; в меньшем количестве присутствуют мельчайшие зерна кварца, полевых шпатов и других минералов. Среди глинистых минералов главную роль играют каолинит, монтмориллонит и гидрослюды. В ходе переноса, осаждения и диагенеза одни глинистые минералы могут переходить в другие. Например, каолинит в щелочных условиях морских бассейнов переходит в гидрослюды. Некоторые глинистые минералы (глауконит) типичны лишь для морских глин. Монтмориллонит в большинстве случаев также формируется в морских условиях за счет подводного преобразования вулканического пепла. Таким образом, глинистые породы занимают промежуточное положение между собственно обломочными и хемогенными.

Глинистые породы (в чистом виде белые, светло-серые с оттенками желтого, зеленого и голубого) часто окрашены примесями в черные, бурые, фиолетовые, зеленые и другие цвета. Наиболее характерными структурами, обусловленными величиной частиц, являются пелитовая и алевропелитовая. Текстуры обычно тонкослоистые, массивные и пятнистые.

По степени литификации глинистые породы подразделяют на собственно глины, обладающие пластичностью во влажном состоянии, и аргиллиты, потерявшие способность размокать.

Глины в сухом состоянии представляют собой либо рыхлые землистые, легко рассыпающиеся и растирающиеся породы, либо плотные образования. Легко царапаются ногтем, при трении образуется блестящая полоска. Глины липнут к языку. В воде часто разбухают и размягчаются, образуя пластичную вязкую массу. Глина по объему способна поглощать до 70 % воды и после насыщения становится водоупором. Порода также обладает большими абсорбционными и огнеупорными свойствами, величина которых зависит от состава глин. Различают *жирные* (чистые) и *тощие глины* (с большим количеством песка).

По составу минералов выделяют ***каолинитовые глины***, или ***каолины***, — белые, светло-серые, иногда желтоватые, буроватые породы, состоящие из каолинита с малым количеством примесей. Каолины обычно имеют раковистый шероховатый излом и шелковистый блеск, на ощупь жирные, пачкают руки, в воде не разбухают, мало пластичны. Образуются в корах выветривания (первичные каолины) или за счет размыва и переотложения первичных каолинов. Используются для изготовления фарфора, фаянса, огнеупорного кирпича и др.

Монтмориллонитовые глины, или ***бентониты***, — породы светло-серого цвета с желтоватым или зеленоватым оттенком, состоящие преимущественно из монтмориллонита. Жирные на ощупь, намокая становятся очень пластичными и сильно увеличиваются в объеме. В отличие от каолина почти всегда окрашены, разбухают в воде и пластичны, имеют более гладкий раковистый излом, не пачкают рук. Образуются главным образом в морских условиях за счет подводного преобразования вулканического пепла, а также в корах выветривания по ультраосновным породам. Применяют в парфюмерии, для очистки многих продуктов, для приготовления буровых растворов.

Гидрослюдистые глины наиболее широко распространены среди глинистых пород. Состоят из гидрослюд с примесью каолинита, монтмориллонита, хлорита и других минералов. Обычно имеют серую, зеленую, красную, коричневую, пеструю окраску. В воде не разбухают. В сравнении с каолинитовыми и монтмориллонитовыми глинами они более ярко окрашены и всегда содержат значительное количество обломочных зерен. Их излом скорее неров-

ный, чем раковистый, шероховатый. Иногда они обладают отчетливой слоистостью. Имеют обломочное происхождение. Используют для изготовления огнеупорных кирпичей и различных керамических изделий.

Полиминеральные глины состоят из многих глинистых минералов, имеют разнообразную окраску, зависящую от примесей. Свойства глин зависят от состава преобладающих минералов. Используют для изготовления кирпичей и грубой керамики.

Аргиллиты — плотные и твердые глинистые породы, потерявшие пластичность и способность размокать. Окрашены обычно в более темные, чем у глин, цвета. По минеральному составу преимущественно гидрослюдистые с примесью каолинита, хлорита и тонких обломков разного состава (обычно до 10—20 %). Монтмориллонит в ходе литогенеза переходит в гидрослюду или хлорит и в типичных аргиллитах отсутствует. По структуре (пелитовая для чистых разностей) аргиллиты неотличимы от глин. Могут обладать в различной степени ясной слоистостью. Плитчатые аргиллиты встречаются чаще массивных.

Суглинки и супеси. В отношении рыхлых молодых континентальных отложений смешанного песчано-алеврито-глинистого состава в грунтоведении, почвоведении и четвертичной геологии широко используют термины суглинки и супеси. В первом приближении, это плохо сортированные и несортированные породы, в которых содержание каждого из компонентов (песок, алеврит, глина) не достигает 50 %. Многие свойства таких пород (пластичность, водопроницаемость и др.) зависят в основном от содержания глинистой составляющей. По этому признаку выделяют супеси, включающие 10—25 % глинистых частиц, и суглинки, в которых содержится до 40 % (реже до 60 % — тяжелые суглинки) глинистого материала. Суглинки и супеси обычно окрашены оксидами и гидроксидами железа в желтые, бурые, коричневые и красные цвета. Супеси, в отличие от суглинков, более водопроницаемы и непластичны.

Суглинки формируются в результате плоскостного смыва, деятельности рек и ледников. Моренные суглинки могут содержать даже валуны и являются примером полного отсутствия сортировки осадочного материала. Супеси имеют обычно речное и озерное происхождение.

Хемогенные и органогенные породы

Хемогенные и органогенные осадочные породы образуются в основном в водной среде в результате различных химических процессов, жизнедеятельности и отмирания животных и растительных организмов. В природе два этих механизма образования пород могут действовать одновременно и не всегда точно удается вы-

вить доминирующий. Образовавшиеся породы часто связаны друг с другом взаимными переходами. Поэтому хемогенные и органогенные породы удобнее классифицировать не по генезису, а по химическому составу слагающих их минералов.

Карбонатные породы включают известняки, доломиты и сидериты.

Известняки — наиболее распространенные карбонатные породы, состоят в основном из кальцита с небольшими примесями глины и песка. Порода легко распознается по реакции с соляной кислотой — от капли разбавленной кислоты известняки вскипают. Цвет известняков обычно светлый (белый, светло-желтый, серый), но примесями может быть изменен в любой. По происхождению известняки подразделяют на органогенные и хемогенные. Известны обломочные известняки, которые формируются за счет размыва более древних карбонатных пород. Их обломки подвергались переносу, механической обработке и сортировке.

Из-за частого растворения и перекристаллизации многие первичные структуры (органогенная, обломочная и др.) переходят в кристаллические зернистые, среди которых различают несколько разновидностей в зависимости от величины зерен. Перекристаллизация затрудняет определение условий образования многих известняков.

По наличию и высокому содержанию наиболее часто встречающихся примесей среди известняков различают глинистые, кремнистые, битуминозные, доломитизированные и другие разновидности.

Органогенные известняки сложены в основном органическими остатками. Если размеры органических остатков достаточно крупные, то порода легко распознается. Если же их размеры малы или процессы вторичной перекристаллизации известняков разрушили остатки скелетных образований, то органогенный генезис породы бывает трудно установить. Среди органогенных известняков встречаются плотные, пористые и кавернозные разности. По степени сохранности органических остатков различают структуры: органогенную — где остатки не разрушены, и детритовую — с механически разрушенными остатками. Выделяют зоогенные известняки, состоящие из остатков животных организмов, и фитогенные, сложенные скелетными образованиями и известковистыми выделениями водорослей. Более дробное деление органогенных известняков осуществляют по преобладающему виду органических остатков: коралловые, фузулиновые, нуммулитовые и др. Пористые известняки, состоящие из сцементированных хорошо сохранившихся раковин, называют ракушечниками.

К известнякам смешанного органогено-хемогенного происхождения относится писчий мел, состоящий из известковых остатков

кокколитофорид — одноклеточных планктонных водорослей (до 75 %) с примесью раковин фораминифер (5—6 %) и тонкозернистого порошкообразного кальцита (до 60 %). Мел — чистая карбонатная порода (количество примесей не превышает 1 %), довольно мягкая, тонкоземлистая, пачкающая руки, как правило, белого цвета. От белой глины он отличается бурной реакцией с соляной кислотой, от диатомита и трепела — бóльшей плотностью.

Хемогенные известняки образуются при выпадении кальцита в водной среде. Выделяют микро- и тонкозернистые известняки; оолитовые известняки; известковые туфы (травертины); известковые натеки.

Типичные хемогенные *микрозернистые*, или *пелитоморфные*, *известняки* состоят из мельчайших зерен кальцита и окрашены обычно в белый и кремовый цвета. Имеют массивную, плотную текстуру и раковистый излом. Залегают в виде пластов и конкреций, лишены органических остатков.

Оолитовые известняки сложены известковыми зернами сферической формы (оолитами) со скорлуповатым или радиально-лучистым строением, скрепленными известковым цементом. По размерам их сравнивают обычно с просяным зерном, икринкой («икряной камень»), горошиной.

Известковые туфы представляют собой желтые и серые пористые, ячеистые, ноздреватые породы, сложенные кальцитом. Образуются они при выпадении в осадок из вод холодных или горячих минеральных источников, насыщенных растворенным углекислым кальцием. В них часто можно увидеть отпечатки растительных и животных организмов, покрытые коркой кальцита.

Известковые натеки формируются, как правило, в пещерах (*сталактиты* — свисающие с потолка и верхней части стен пещер сосульки, гребешки, трубки; *сталагмиты* — конусо- и столбообразные структуры, поднимающиеся со дна пещер).

При одновременном осаждении тонкозернистого карбоната (биогенного или хемогенного) и глины возникают породы смешанного глинисто-карбонатного состава, получившие название *мергелей.*

Мергель — плотная, твердая или мягкая порода с неровным, землистым или раковистым изломом, состоящая из известняка (реже доломита) и глины. Содержание глины в породе колеблется от 20—30 до 75 %. Мергелями (известковыми мергелями) часто называют тонкозернистые глинистые известняки, содержащие лишь 5—20 % глинистых частиц. Окраска мергелей разнообразна, но чаще светлых тонов: белая, серая, желтая, зеленоватая, красноватая, иногда пестрая. Характерными признаками мергелей являются запах глины и бурная, как у известняков, реакция с разбавленной соляной кислотой, но в отличие от известняков на породе

остается пятно глинистых частиц. Мергель — часто встречающаяся порода, используется в цементной промышленности.

Среди известняков и мергелей часто встречаются породы со значительной примесью кремнезема, их называют ***кремнистые известняки*** и ***кремнистые мергели***. От чистых известняков и мергелей они отличаются большей твердостью, ярко выраженным оскольчатым или раковистым изломом и менее интенсивной реакцией с разбавленной соляной кислотой.

Доломиты — карбонатные породы белого, кремового и серого цветов, состоящие из одноименного минерала. Образуются при различных химических изменениях известняковых пород или при выпадении в осадок из водных растворов. Визуально отличить эти породы от известняка трудно, диагностировать их можно по различной реакции с разбавленной соляной кислотой (кусок доломита реагирует лишь на горячую соляную кислоту, на холодную — только в порошкообразном состоянии, для чего образец нужно процарапать или раскрошить) и по отсутствию в доломите раковистого излома. По структуре среди доломитов встречаются разновидности от микро- до крупнозернистых. Чаще мелко- и микрозернистые, равномерно-зернистые, текстура массивная, реже слоистая. Пористость может отсутствовать, но иногда типична. Встречаются кавернозные разности, чистые разности редки, обычно доломиты содержат карбонат кальция в разных пропорциях.

Сидериты — карбонатные породы, состоящие из одноименного минерала. В основном встречаются в виде конкреций в других осадочных породах (глинах, мергелях), реже образуют небольшие линзы и пласты. Среди карбонатов обладают самыми высокими плотностью и твердостью. Наиболее мелкозернисты. Всегда окрашены в коричневые и бурые цвета.

Кремнистые породы — породы, состоящие главным образом из кремнезема: диатомиты, трепелы, опоки, кремни, яшмы, гейзериты и кремнистые туфы. Это породы различного происхождения — органогенного, хемогенного, вулканогенно-осадочного и смешанного.

Органогенное происхождение имеют ***диатомиты*** — белые или светло-желтые мягкие, пачкающие руки, легкие, пористые (70—90 %) породы, сложенные микроскопическими скелетами планктонных диатомовых водорослей, состоящих из водного кремнезема (опала) и скрепленных опаловым цементом. Внешне часто похожи на писчий мел, но легче его, и не реагируют с соляной кислотой. В отличие от каолина не размокают и не жирные на ощупь. Породы быстро впитывают влагу (липнут к языку), легко растираются между пальцами в тончайшую пудру. Имеют тонкослоистую или массивную текстуру.

К породам хемогенного происхождения относятся ***трепелы***, сложенные в основном мельчайшими зернами опала, скреплен-

ными опаловым цементом. В незначительных количествах содержат скорлупки диатомей, остатки кремневых скелетов радиолярий и губок, кокколиты, фораминиферы. Отличить трепелы от диатомитов возможно только под микроскопом. Могут содержать примесь монтмориллонита (до 20 %), глауконита, пирита.

Опоки состоят из опала с примесью кремнистых остатков радиолярий, спикул губок, панцирей диатомей. Вероятно, опоки образуются из диатомитов и трепелов на стадии катагенеза в результате литификации. Это довольно твердые и очень легкие породы от серого до черного цвета, часто пятнистой окраски. Встречаются более мягкие разновидности, внешне похожие на диатомит и трепел, и более твердые, более тяжелые, с раковистым изломом — кремневидного облика, раскалывающиеся со звенящим звуком на остроугольные осколки.

Кремни — породы, состоящие из халцедона и кварца и имеющие афанитовую структуру. Цвет чаще всего серый, реже белый, черный и др. Породы плотные, крепкие, излом раковистый, края острые, просвечивающие. Текстура массивная и тонкослоистая, пористость отсутствует. Кремни обычно чистые, или известковистые, глинистые, железистые. Залегают в виде пластов и конкреций. Конкреционные кремни (линзовидные, уплощенные, изометричные, вертикально удлиненные и причудливые по форме) встречаются главным образом в карбонатных породах. Обычно они имеют опалово-известковую зону перехода (до 2 см) к вмещающим породам. Конкреции образуются в результате диагенеза и катагенеза.

Яшмы — очень твердые и крепкие породы с раковистым изломом, полосчатые, пятнистые, сложенные скрытокристаллическим кварцем и халцедоном. Окрашены оксидами железа и марганца, хлоритами в различные оттенки красного («сургучные яшмы»), желтого, коричневого и зеленого цветов. Окраска пород разнообразна также и по рисунку: однотонная, полосчатая, пятнистая, пестроцветная, пейзажная и др. Яшмы могут содержать радиолярии, иногда в большом количестве. Залегают пластами или гнездами, обычно тонкослоистые или полосчатые, реже массивные. Пористость отсутствует. В ходе катагенеза некоторые яшмы могли формироваться по радиоляритам. Большинство имеет вулканогенно-осадочное и хемогенное происхождение. Главную роль в формировании играет гидротермальный кремнезем. Декоративные разновидности яшм используют как поделочные камни.

Гейзериты и ***кремнистые туфы*** — породы химического происхождения, состоящие из опала. Образуются на поверхности Земли из вод гейзеров и горячих минеральных источников. Белые и светлоокрашенные, легкие, с пористой текстурой, туфоподобные, натечные.

Фосфатные породы. Осадочные породы, сложенные в основном фосфатами кальция с примесью глины и песка, называют

фосфоритами. Их образование связано с гибелью, разложением и дальнейшей химической переработкой остатков морских организмов. Чаще фосфориты встречаются в виде конкреций, реже слагают самостоятельные пласты или формируют конгломератовидные образования с желваками в песчаном субстрате, иногда образуют фосфатный цемент, скрепляющий обломочные породы. Внешний вид зависит от состава и количества примесей, а также от размерности зерен, например встречаются породы с обликом песчаника или с афанитовой структурой. Породы окрашены обычно в темные тона, но встречаются и светлоокрашенные. Фосфориты можно распознать по характерному чесночному запаху, появляющемуся при раскалывании или трении породы. Ценная руда используется для производства удобрений.

Галоидные и **сульфатные породы** — хемогенные породы, образующиеся в результате выпадения солей из растворов в соленосных бассейнах. Слагают обычно мощные слоистые толщи. Наиболее распространены мономинеральные разности: каменная соль, гипс, ангидрит.

Каменная соль — галоидная порода, образующая зернисто-кристаллические или сливные массы, сложенные минералом галитом и окрашенные в зависимости от примесей в различные цвета. Отличительные признаки: соленый вкус, легкая растворимость в воде, небольшая плотность. Встречается как в сплошных массах, так и в виде примесей в обломочных породах и глинах. При выветривании на поверхности пород, содержащих соль, образуются белые налеты (выпоты) соли.

Гипс — сульфатная порода, встречающаяся в виде зернисто-кристаллических масс, а также в виде мелких зерен или друз в различных осадочных породах, часто выпадает из циркулирующих по полостям пород растворов и заполняет трещины и каверны, образуя на их стенках кристаллы. Окраска часто бывает снежно-белой, желтой, розовой, но примесями может быть окрашен в разные цвета. Легко распознается по небольшим твердости (легко царапается ногтем) и плотности.

Ангидрит — сульфатная порода, сложенная одноименным минералом и образующая сплошные массы кристаллического строения; плотная серого и голубовато-серого цвета. В поверхностных условиях легко подвергается гидратации и переходит в гипс (порода при этом сильно разбухает и приобретает гофрированную текстуру).

Железистые породы — группа осадочных пород, в составе которых преобладают железистые минералы (оксиды и гидроксиды, карбонаты). Образуются в результате химического выветривания материнских пород, богатых железосодержащими минералами. Железо может концентрироваться на месте своего образования или переноситься в растворенном виде и осаждаться в озерах и

морях. Из этого материала с участием бактерий и в результате дальнейшего диагенеза осадков образуются железные руды. Для них характерны оолитовая, землистая, конкреционная, натечная структуры, сравнительно большая плотность и бурая до черной окраска различных оттенков. Наибольший промышленный интерес представляют ***оолитовые железные руды***, образующиеся при выпадении в осадок в водной среде гидроксидов железа. Сложены такие руды скоплениями оолитов лимонита размером 0,2—15 мм в поперечнике.

Глиноземистые породы состоят преимущественно из гидроксидов алюминия (минералы: гидраргиллит, диаспор, бёмит) с примесью гидроксидов железа и глинистого вещества (каолинит). К таким породам относятся бокситы.

Бокситы разнообразны по внешнему облику и представляют собой землистые, рыхлые и глиноподобные или плотные (каменистые) массы, окрашенные в красные, буровато-коричневые, реже в белые, желтые, серые и даже черные цвета. Для этих пород характерны обломочные (пелитовые, песчаниковые, гравелитовые, конгломератовые) и конкреционные (оолитовые, пизолитовые, бобовые) структуры, а также однородные и слоистые текстуры. Образуются в результате выветривания алюмосиликатных магматических пород в условиях влажного тропического климата (остаточные или латеритные бокситы) или в результате переноса продуктов выветривания и осаждения в прибрежных зонах морей и в озерно-болотных водоемах (переотложенные или осадочные бокситы). Бокситы слагают пластообразные или линзообразные залежи и являются алюминиевой рудой.

Углеродистые породы, или ***каустобиолиты***, — группа органических по составу пород, состоящих в основном из углерода, водорода, кислорода, образующихся органогенным путем. К каустобиолитам (от лат. «каустос» — горючий, «биос» — жизнь, «литос» — камень) относят породы, основным отличительным признаком которых является способность к сгоранию и выделению при этом большого количества теплоты. Поэтому все они называются ***горючими полезными ископаемыми***. К ним относятся *твердые горючие полезные ископаемые* (торф, ископаемые угли, горючие сланцы), а также жидкие и *газообразные горючие полезные ископаемые* (нефть и продукты ее изменения, газ, конденсат), последние из-за специфичности изучения здесь не рассматриваются. Твердые горючие ископаемые различают по степени углефикации органического вещества.

Торф представляет собой легкую, мягкую и довольно рыхлую матовую породу, окрашенную в бурые (желтовато-бурые, коричневатые до черного) тона и состоящую из легкоразличимых полуразложившихся растительных остатков (частично обугленных и обогащенных органическими кислотами) с примесью терригенного

материала. Образуется в результате длительного накопления и разложения растительных остатков (листьев, стеблей, корней, древесины, мха) в условиях болот: в стоячей воде, при дефиците кислорода и участии анаэробных бактерий. Плотность торфа 0,7—1,1 г/см^3. Порода легко режется лопатой, воспламеняется от огня и окрашивает воду в бурый цвет.

Ископаемые угли образуются в результате длительного накопления и разложения растительных остатков в обстановке мелководных водоемов и болот. В зависимости от природы растительных остатков угли подразделяются на гумусовые (образованные в основном древесными растительными остатками) и сапропелевые (образованные большей частью остатками водорослей). Гумусовых углей значительно больше, чем сапропелевых. Все угли содержат примесь терригенного материала. По сравнению с торфом степень разложения органических веществ (степень углефикации) в углях значительно выше, поэтому в них практически отсутствуют неразложившиеся растительные остатки. По степени углефикации выделяют бурые, каменные угли и антрациты. Плотность углей возрастает от бурых к антрацитам: от 1,2 г/см^3 у бурых углей до 1,6 г/см^3 у антрацитов, твердость от 1 у бурых углей до 2,5 у антрацитов.

Бурые угли — плотная буро-черная порода с матовым блеском (иногда стеклянный блеск), с землистым, редко раковистым изломом. Дает на бисквите бурую черту.

Каменные угли — плотная и хрупкая черная пачкающая руки порода с жирным блеском и землистым или раковистым изломом. Цвет черты — черный матовый или блестящий. В бурых и каменных углях часто видна слоистость.

Антрацит — плотная и твердая (твердость большая, чем у каменных углей) не пачкающая руки порода с ярким полуметаллическим блеском и неровным, раковистым изломом.

Битуминозные породы — породы, содержащие рассеянные частицы нефти, которая находится в сгущенном (окисленном) состоянии. Обычно имеют темный цвет и при ударе появляется характерный запах битума. Растолченные в порошок окрашивают растворители (бензин и бензол) в бурый цвет. Различают битуминозные породы, в которых накопление и преобразование органики шло одновременно с накоплением обломочного материала (материнские породы), и породы, в которые преобразованная органика попадала позже (породы коллекторы). К первым относятся горючие сланцы, ко вторым — различные битуминозные пески, песчаники и др.

Горючие сланцы — породы, образующиеся на дне водного бассейна при одновременном осаждении большого количества органического вещества (20—60 %) и тонких илов (глинистых частиц) и имеющие таким образом смешанный органогенно-обло-

мочный генезис. Порода обычно темно-серого или бурого цвета с тонкой слоистостью. Поверхности слоев нередко содержат отпечатки различных ископаемых организмов. При поджигании порода загорается коптящим пламенем или тлеет, выделяя густой дым и характерный битумный запах.

2.3. Метаморфические горные породы

Метаморфизм — это общий термин, определяющий процессы изменения. Исходные (первичные) магматические или осадочные породы, измененные после формирования, относятся к *метаморфическим горным породам*. Основными факторами изменения горных пород при метаморфизме являются *температура*, *давление и состав порового флюида*. Под действием этих факторов происходит частичная или полная перекристаллизация минералов исходных пород, образуются новые (метаморфогенные) структуры и текстуры. Постепенность нарастания интенсивности факторов метаморфизма позволяет наблюдать все переходы от исходных магматических или осадочных пород к образующимся по ним метаморфическим породам. Процессы перекристаллизации пород при метаморфизме протекают в твердом состоянии.

По особенностям пространственного размещения и размаху процессов различают *локальный* и *региональный типы метаморфизма*. Локальный метаморфизм контролируется конкретными структурными элементами земной коры, а региональный, охватывая огромные объемы горных пород, четкой связи с местными структурами не обнаруживает.

2.3.1. Наиболее распространенные типы метаморфических горных пород

Некоторые типы пород локального метаморфизма. Локальные метаморфические изменения горных пород обычно возникают при взаимодействии внедряющейся магмы с вмещающими горными породами (*контактовый метаморфизм*) либо при перемещениях крупных блоков геологической среды по зонам разрывных тектонических нарушений (*дислокационный или динамометаморфизм*). Продукты этих типов метаморфизма имеют важное практическое значение, так как с ними часто бывают связаны месторождения полезных ископаемых.

При контактовом метаморфизме основным фактором изменений пород служит тепловое воздействие магматических расплавов на относительно холодные вмещающие породы. В связи с этим данный тип метаморфизма иногда называют *термальным*.

Контактовый метаморфизм характеризуется высоким температурным градиентом, составляющим десятки и сотни градусов на метр. Зона образования метаморфических пород вдоль контакта с магматическими называется *контактовым ореолом*. Ширина его колеблется от нескольких сантиметров до первых значений километра и определяется глубиной формирования интрузива, объемом магматического тела, его формой, составом внедряющегося расплава и, главное, его возможностями оказывать на вмещающие породы флюидное воздействие. Контактовые ореолы, развитые вокруг кислых интрузий, всегда более широкие, чем вокруг интрузий основного состава. Причиной этого, вероятно, является большее содержание растворенных летучих компонентов в кислой магме, чем в основной.

Метаморфические породы, возникающие при контактовом метаморфизме силикатных пород, называются ***роговиками***. Это породы серого, темно-серого и черного цветов. Их минеральный состав разнообразен и зависит от состава первичных пород. Наиболее обычными минералами являются кварц, полевые шпаты, амфиболы и пироксены. Структура контактовых роговиков обычно *микрокристаллическая* (не различимая невооруженным глазом), а текстура — *массивная*.

Динамометаморфические изменения горных пород протекают одновременно с образованием тектонических разрывов, когда величина ориентированного давления превышает предел прочности геологических тел. Смещения блоков по разрывным нарушениям часто сопровождаются механическим дроблением (катаклазом) и перетиранием пород. Наиболее распространенными продуктами такого типа метаморфизма являются ***тектонические брекчии***, которые состоят из разновеликих угловатых обломков пород и минералов, сцементированных горной мукой — тонко перетертой массой, возникшей при разрушении тех же пород. Горная мука резко реагирует на химическое воздействие подземных вод, просачивающихся по зоне разрыва, и легко превращается в глинистое вещество, называемое «глинкой трения».

Тектонические брекчии имеют *обломочные* структуры, которые называют *катакластическими*. Текстуры брекчий, как правило, *массивные*. Реже отмечаются *полосчатые текстуры*.

Главные типы пород регионального метаморфизма. Если основные процессы контактового и дислокационного метаморфизма могут быть выявлены в результате полевых работ, то для регионально-метаморфических пород это сделать трудно, так как во многих случаях не отмечается их связи с конкретными структурными формами. В то же время породы регионального метаморфизма представляют собой самую распространенную группу метаморфических пород. Они формируются в широких диапазонах температур и давлений. Увеличение температуры и давления ведет к

росту интенсивности метаморфизма, т. е. к возрастанию степени переработки пород. В настоящее время природа регионального метаморфизма связывается с колебаниями величины теплового потока Земли.

Ранее уже обращалось внимание на то, что метаморфическая переработка заключается в перекристаллизации исходных пород, сопровождаемой изменениями их состава и строения (структур и текстур). Понятие «структура» для метаморфических пород охватывает те особенности их строения, которые обусловлены размерами, формой и взаимным расположением минералов. Текстура определяется распространением и взаимными отношениями минеральных агрегатов.

Структуры пород регионального метаморфизма всегда *полнокристаллические.* По размерам кристаллов среди них выделяют *микрокристаллические* (размер зерен 0,01 — 0,1 мм), *мелкокристаллические* (0,1 — 1,0 мм), *среднекристаллические* (1,0 — 5,0 мм), *крупнокристаллические* (5,0 — 10,0 мм) и *гигантокристаллические* (>10,0 мм).

Что касается текстур, то для регионально-метаморфических пород обычны текстуры с ориентированным расположением минеральных зерен (*ориентированные текстуры*). Этот факт говорит о том, что их образование сопровождается деформациями, т.е. одним из основных факторов регионального метаморфизма, помимо всестороннего (литостатического) давления, является направленное давление (стресс). Среди ориентированных текстур регионально-метаморфических пород наибольшим распространением пользуются *сланцеватые* и *гнейсовые текстуры.*

Сланцеватые текстуры определяются обилием в породах параллельных плоскостей, обусловленных наличием однообразно ориентированных чешуйчатых и пластинчатых минералов. Текстура выражена хуже, если она образована лишь одинаково расположенными минералами с совершенной спайностью. Гнейсовыми обычно называют полосчатые текстуры с разными типами полосчатостей. Такие текстуры более «грубые» по сравнению со сланцеватыми.

Исходные породы различного состава неодинаково реагируют на изменяющиеся термодинамические условия (РТ-условия). Метаморфизм относительно простых по минеральному и химическому составу пород, таких, например, как кварцевые песчаники или известняки, заключается главным образом в изменениях структурно-текстурных особенностей пород, а минеральный состав сохраняется почти без изменений.

Кварцевые пески и песчаники, трепелы, опоки и другие богатые кремнеземом породы при метаморфизме превращаются в ***кварциты***. Кварциты — это метаморфические породы, которые почти полностью состоят из кварца. Структура пород полнокристаллическая, а размер кристаллов зависит от интенсивности (степени)

метаморфизма. Обычно при повышении степени метаморфизма, т. е. при возрастании температуры и давления, размер кристаллов новообразованных метаморфических пород также возрастает. (Это замечание касается всех типов пород регионального метаморфизма.) Текстура мономинеральных кварцитов массивная, но при наличии в исходных породах глинистой примеси может способствовать образованию кварцитов со слабо выраженной сланцеватой текстурой.

При метаморфизме различных типов известняков образуются метаморфические породы, называемые ***мраморами***. Мраморы практически в целом состоят из кальцита или доломита, обладают полнокристаллической структурой с различными размерами зерен и обычно массивной текстурой. Однако наличие в исходных известняках тонких прослоев глинистого вещества, тонкодисперсной органики и т. п. может вызвать образование мраморов со сланцеватыми и полосчатыми текстурами. С первичными неоднородностями известняков связано также разнообразие окраски мраморов.

Продукты регионального метаморфизма основных и частично средних интрузивных и эффузивных магматических пород, а также осадочных пород типа мергелей, богатых кальцием, магнием и железом, называют ***амфиболитами***. Амфиболиты состоят в основном из роговой обманки и плагиоклаза. В них также могут присутствовать кварц, эпидот, гранат, хлорит, биотит и т. п. Цвет амфиболитов обычно темный, до черного. Структура полнокристаллическая, а текстуры разнообразны и определяются соотношением слагающих породу минералов. Встречаются амфиболиты с массивной, линейной, сланцеватой, гнейсовидной (полосчатой) и пятнистой текстурами. Иногда в амфиболитах, испытавших слабый метаморфизм, сохраняются так называемые реликтовые структуры и текстуры, т. е. структуры и текстуры первичных пород, по которым образовались амфиболиты. Однако распознать такие реликты при макроскопическом описании пород сложно.

Постепенное нарастание интенсивности метаморфизма полнее всего удается проследить на примере преобразования первично-глинистых (пелитовых) пород. Одним из главных процессов, сопровождающих постепенное увеличение термодинамических параметров (давления и особенно температуры), является потеря породами и минералами летучих компонентов (H_2O — дегидратация, CO_2 — декарбонатизация и т. п.). Такой тип метаморфизма называется прогрессивным метаморфизмом. При прогрессивном метаморфизме первично-глинистых пород на начальных стадиях метаморфического преобразования ($p \approx 400$—500 МПа и $t \approx 300$—350 °С) формируются породы, называемые ***филлитами***. Макроскопические филлиты — это породы с микрокристаллической структурой и тонкосланцеватой текстурой. Их окраска варьирует в широких пределах: от белой, светло-серой до темно-серой, зеле-

новатой, голубовато-серой, реже красновато-коричневой или черной. Характерен шелковистый блеск на поверхностях сланцеватости, обусловленный ориентированным расположением чешуек слюд. Важнейшая черта минерального состава филлитов — полное отсутствие глинистых минералов (каолинита, монтмориллонита, гидрослюд и т. п.). Главными минералами, слагающими филлиты, являются серицит (тонкочешуйчатый мусковит), хлорит и кварц.

При повышении условий метаморфизма (температуры и давления) филлиты постепенно преобразуются в ***слюдяные сланцы***. Слюдяные сланцы от филлитов отличаются лучшей степенью раскристаллизации. Они состоят в основном из зерен кварца, хлорита и слюд, размеры которых достигают нескольких миллиметров. По преобладающей слюде различают мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы. Это явно сланцеватые породы разнообразной окраски: серой, зеленоватой, коричневой, черной и т. п.

При дальнейшем повышении давления и температуры из пород полностью исчезают водосодержащие минералы и слюдяные сланцы преобразуются в ***гнейсы*** — средне- и крупнокристаллические породы, главными минералами которых являются кварц и полевые шпаты. Нередко в них присутствуют амфиболы и пироксены. Наиболее высокотемпературные гнейсы полностью лишены слюд, что сказывается на их текстуре, она, как правило, гнейсовая (полосчатая).

Метаморфические изменения ультраосновных пород особенно отчетливо выражены при постепенном снижении термодинамических условий (при понижении температуры и давления). Такой метаморфизм в отличие от рассмотренного прогрессивного называется *регрессивным метаморфизмом*. Он характеризуется процессами гидратации и карбонатизации исходных пород. При регрессивном метаморфизме ультраосновных пород они последовательно преобразуются в ***амфиболиты*** (высокие значения давления и температуры), ***тальксодержащие*** и ***тальковые сланцы*** (средние значения P и T) и, наконец, при дальнейшем понижении PT-условий — в ***серпентиниты***. Тальковые сланцы — это мелко- или среднечешуйчатые сланцеватые породы светло-зеленого цвета с шелковистым или перламутровым блеском на поверхностях сланцеватости. Помимо талька, в них могут присутствовать хлорит, актинолит (низкотемпературный амфибол) и некоторые другие минералы. Серпентиниты представляют собой зеленые до черных породы со скрытокристаллической структурой и массивной либо петельчатой текстурой. Помимо минерала серпентина (змеевика) в них часто присутствует асбест — своеобразный минерал с характерной тонковолокнистой структурой.

Описанные выше породы являются наиболее распространенными в земной коре типами пород регионального метаморфизма, но далеко не исчерпывают их многообразия.

ЧАСТЬ II

ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Наблюдая обнажения тех или иных участков земной коры, мы убеждаемся в том, что горные породы определенного состава образуют некоторые геометрические тела разной формы и размера. Эти тела называют *формами залегания горных пород,* или *структурными формами,* а различные их сочетания создают общее строение — структуру земной коры.

Характерной формой залегания осадочных пород являются слои. Эффузивные магматические породы часто образуют потоки или покровы, внешне схожие со слоями осадочных пород. Большинство интрузивных пород образуют различные тела неправильной формы.

Различают первичные (ненарушенные) и вторичные (нарушенные) формы залегания пород. Первичные структурные формы возникают вместе с формированием самой породы. Вторичные формы залегания образуются путем нарушения первичных в результате движений и деформаций земной коры. В связи с этим изучение вторичных (нарушенных) структурных форм, их различных взаимоотношений, сочетаний, соотношений одних с другими как в пространстве, так и во времени дает определенную информацию о строении и истории геологического развития изучаемых регионов Земли.

На практике геологам чаще приходится иметь дело со слоистыми осадочными толщами, занимающими около 75 % площади на поверхности материков. Поэтому в книге в основном рассматриваются геологическое строение именно слоистых толщ и их изображение на геологических картах и разрезах. Более сложные формы залегания магматических и метаморфических горных пород изучаются в специальных курсах.

При изучении истории геологических событий важным понятием является время. В первичных (ненарушенных) разрезах земной коры нижележащие слои являются более древними относительно вышележащих. В этой связи в геологии существует понятие об *относительном возрасте* горных пород, представленном в виде стратеграфической (геохронологической) шкалы. Для определения времени продолжительности геологических событий в годах в геологии разработаны методы определения *абсолютного* возраста горных пород.

Глава 3. ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД

3.1. Понятие о слое и первичном (ненарушенном) строении осадочных толщ

Подавляющее большинство осадочных горных пород характеризуется слоистым строением. Следовательно, основными элементами строения осадочных толщ являются слои.

Среди осадочных горных пород наибольшим распространением пользуются породы морского происхождения. В соответствии с более или менее выровненным рельефом дна моря и закономерностями процесса осадконакопления формирующиеся слои осадков изначально залегают горизонтально. Таким образом, можно считать, что первичное, ненарушенное, залегание слоистых толщ осадочных пород является горизонтальным или почти горизонтальным (субгоризонтальным).

Слои осадочных пород представляют собой тела относительно небольшой толщины, но занимающие большие площади. В слоистой толще каждый слой отделен от другого границей, называемой обычно поверхностью напластования. Поверхность, ограничивающая слой снизу, называется *подошвой,* а сверху — *кровлей слоя.* Кратчайшее расстояние (h) между кровлей и подошвой называют *истинной толщиной слоя* или его *истинной мощностью* (рис. 3.1). Истинная мощность слоев осадочных пород колеблется в широких пределах — от долей сантиметра до десятков метров. Определяя мощность какого-либо слоя в обнажении, часто замеряют не истинную мощность, а *видимую* — расстояние между кровлей и

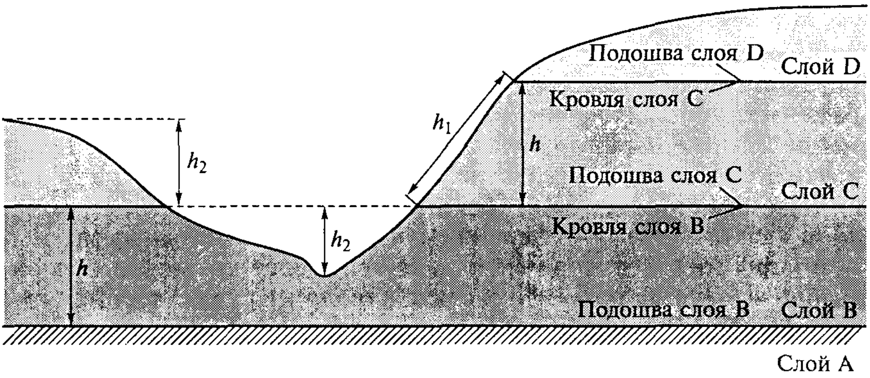


Рис. 3.1. Слои горных пород и их элементы:

h — истинная мощность; h_1, — видимая мощность; h_2 — неполная мощность

подошвой слоя на поверхности рельефа (h_1, на рис. 3.1). При горизонтальном положении слоя видимая мощность легко пересчитывается в истинную. В некоторых случаях в обнажениях наблюдается лишь часть слоя (h_2 на рис. 3.1). Тогда говорят о неполной мощности слоев.

3.2. Относительный возраст горных пород и методы его определения

Восстановить историю развития земной коры от самых отдаленных времен до наших дней можно лишь после того, как определена последовательность образования горных пород и установлен их возраст.

Для определения относительного возраста осадочных горных пород сначала проводится расчленение конкретного разреза на отдельные слои более или менее однородные по вещественному составу и наличию в них различных включений, в том числе ископаемой фауны и флоры. При нормальном (первичном, ненарушенном) залегании возраст слоя определяется его положением в разрезе, т.е. нижележащие слои являются более древними, а вышележащие — более молодыми по отношению к нижележащим. Этот фундаментальный *принцип последовательности накопления осадков* слой за слоем был сформулирован в 1669 г. Н.Стено (Н.Стенсен): *«При ненарушенном залегании каждый нижележащий слой древнее покрывающего слоя»*. Таким образом устанавливается возраст геологических тел относительно друг друга, оцениваемый временными отношениями «раньше — позже». На рис. 3.1. слой В моложе слоя А, слой С моложе слоя В, слой D моложе слоя С.

При сопоставлении удаленных друг от друга разрезов устанавливается геологическая *одновозрастность* отдельных слоев в сравниваемых разрезах. В пределах ограниченных территорий такая увязка может быть наиболее надежно произведена только в случае непрерывного прослеживания каждого слоя в условиях хорошей обнаженности. Чаще геологу приходится изучать отдельные изолированные выходы горных пород, а затем устанавливать возрастные взаимоотношения слагающих разрезы слоев. Если последовательность смены различных типов пород в соседних разрезах сохраняется, то сходные в литологическом отношении слои принимаются за одновозрастные. Особое значение при этом имеют слои, отчетливо выделяющиеся среди других по вещественному составу, цвету, присутствию каких-либо включений или характерных комплексов органических остатков. Такие слои, получившие название *маркирующих,* или *опорных, горизонтов,* сохраняют свои особенности на большой площади, но распространение их все же ограничено. При сопоставлении удаленных друг от друга

разрезов изменения состава и строения одновозрастных слоев обычно столь значительны, что использование указанного метода, получившего название *стратиграфического метода расчленения* и *сопоставления разрезов,* становится невозможным.

Наиболее надежным методом установления относительного возраста горных пород и сопоставления друг с другом далеко отстоящих разрезов является *палеонтологический метод,* возникший на рубеже XVIII и XIX вв. Он основан на научном изучении ископаемых остатков животных и растений, которое было начато во Франции Ж. Кювье и А. Броньяром. В то же время англичанин У.Смит выделил и проследил на значительной площади в Южной Англии серию слоев, содержащих окаменелые остатки организмов. Он пришел к выводу, что слои с одинаковыми комплексами органических остатков являются одновозрастными. Это открытие, показавшее практическое значение палеонтологического метода, положило начало составлению геологических карт, на которых горные породы разделяются по относительному геологическому возрасту.

В дальнейшем при последовательном изучении окаменелостей от более древних слоев к более молодым (по мере накопления фактов) было установлено, что вертикальный разрез осадочных пород на всех континентах имеет одну и ту же последовательную смену ископаемых организмов от примитивных форм к все более сложным высокоорганизованным. При этом однажды исчезнувшие по тем или иным причинам виды организмов никогда в более позднее время не появляются. Этот *принцип непрерывного и необратимого развития органического мира Земли, когда каждому* отрезку геологического времени отвечают характерные только для него растения и животные, лежит в основе палеонтологического метода.

Таким образом, каждый комплекс одновозрастных горных пород содержит присущий только этому комплексу неповторимый набор ископаемых организмов, отражающих определенный этап развития органического мира. Это обстоятельство позволяет устанавливать относительный геологический возраст горных пород в разрезах весьма удаленных друг от друга регионов, а по ряду ископаемых организмов проводить даже планетарные корреляции.

3.3. Международная стратиграфическая шкала

Итогом изучения относительного возраста горных пород явилась международная стратиграфическая (геохронологическая) шкала. В виде, близком к современному, она была принята на второй сессии Международного геологического конгресса в 1881 г. Ее созданию как «общей схемы стратиграфической классифика-

ции» предшествовала длительная история. На основании геологических исследований, проводившихся главным образом в Англии, Германии и Франции, с использованием стратиграфических и палеонтологических методов уже к середине XIX в. удалось расчленить толщу осадочных и связанных с ними метаморфических пород Европы на ряд основных стратиграфических подразделений. Эти комплексы пород, первоначально выделявшиеся на основании данных о последовательности залегания отложений, их составе, содержащихся в них органических остатках, наличию явных несогласий между ними, получили названия систем. Системы отражали естественную последовательность образования толщ осадочных горных пород и отвечали этапам геологического развития конкретных территорий.

Так, например, угленосная толща известняков в юго-западной Англии, легко отличающаяся как от перекрывающих ее песчаников кирпично-красного цвета («новый красный песчаник»), так и от подстилающих известняки отложений «древнего красного песчаника», была выделена в каменноугольную систему. «Древний красный песчаник», аналоги которого широко развиты в графстве Девоншир, получил название девонской системы. Толщу «нового красного песчаника», однообразную по составу в Англии, в континентальной Европе удалось разделить на две системы: пермскую, названную по Пермской губернии в России, и триасовую, которая в разрезах Германии имела трехчленное строение.

История выделения этих и других систем общей стратиграфической шкалы наглядно показывает, что практически все они (за исключением систем кайнозоя) были установлены как региональные стратиграфические подразделения. Названия этих подразделений соответствуют либо географическим названиям тех местностей, где они были впервые выделены (кембрийская, девонская, юрская и т.д.), либо происходят от названия древних племен, обитавших на этих территориях (силурийская, ордовикская), либо отражают преобладающий состав пород (каменноугольная, меловая), либо, как в случае с триасовой системой, отражают характер строения отложений.

Таким образом, осадочные толщи пород на территории Европы уже к середине XIX в. были расчленены на системы и более дробные стратиграфические единицы — отделы и даже ярусы. И только позже все известные осадочные образования по содержавшейся в них фауне, отражавшей различные последовательные этапы развития жизни на Земле, были разделены на три части: палеозой (эра древней жизни), мезозой (эра средней жизни) и кайнозой (эра новой жизни), соответствующие комплексы пород получили название групп. Впоследствии термин «группа» был заменен термином «эратема».

Исторически сложившаяся иерархия основных стратиграфических подразделений (группа, система, отдел, ярус) была утверждена на II сессии МГК и за ними закрепили единые для всех стран названия. Интервалы времени, в течение которых формировались соответствующие стратиграфические подразделения, получили название геохронологических подразделений: эр, периодов, эпох и веков.

Совершенно очевидно, что геохронологические подразделения (единицы геологического времени), хотя исторически они возникли как производные от стратиграфических подразделений, имеют более общее планетарное значение. Любой участок земной коры существует в течение всего геологического времени, но в своем развитии проходит как этапы накопления осадков разного состава (в морских или континентальных условиях), так и этапы их размыва и разрушения. Сравнивая по сходству органических остатков исследуемые разрезы с соответствующими подразделениями международной стратиграфической (геохронологической) шкалы, принятые за эталоны, мы получаем возможность не только устанавливать возраст слагающих разрезы отложений, но и оценивать полноту этих разрезов, т. е. выявлять временные интервалы, когда в данном месте осадконакопление прерывалось.

Такова краткая история выделения и наименования основных подразделений международной стратиграфической (геохронологической) шкалы. Все они выдержали проверку временем, получили всемирное признание и повсеместно были приспособлены к конкретным условиям различных районов.

В табл. 3.1, в несколько сокращенном виде, без ярусов (веков), приводится международная (общая) стратиграфическая (геохронологическая) шкала, используемая в настоящее время. Исключение составляет стратиграфическая шкала докембрия. Общепринятой международной схемы расчленения докембрийских отложений пока не создано, поэтому в России пользуются своей стратиграфической шкалой докембрия, утвержденной в 1991 г. (см. табл. 3.2).

Международная шкала включает основные стратиграфические и соответствующие им геохронологические подразделения соподчиненных рангов.

Эонотема — это отложения, образовавшиеся в течение зона (греч. — длительный промежуток времени) — самой крупной геохронологической единицы. В настоящее время в международной шкале выделяют три эонотемы — архейскую (от греч. «археос» — древний), протерозойскую (от греч. «протерос» — первый) и фанерозойскую (от греч. «фанерос» — явный). Весь огромный отрезок геологического времени (более 3,5 млрд. лет) и комплексы пород, соответствующие архею и протерозою, часто объединяют под общим названием докембрий, или криптозой (от греч. «крип-

Таблица 3.1

Международная стратиграфическая (геохронологическая) шкала*

Эонотема (эон)	Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Начало, млн лет
ФАНЕРОЗОЙСКАЯ	КАЙНОЗОЙСКАЯ KZ	Четвертичная Q	Голоцен	1,8
			Плейстоцен	
		Неогеновая N	Плиоцен N_2	23,8
			Миоцен N_1	
		Палеогеновая ₽	Олигоцен $₽_3$	65 ±0,1
			Эоцен $₽_2$	
			Палеоцен $₽_1$	
	МЕЗОЗОЙСКАЯ MZ	Меловая K	Верхний K_2	144 ± 3
			Нижний K,	
		Юрская J	Верхний J_3	203 ± 3
			Средний J_2	
			Нижний J_1	
		Триасовая T	Верхний T_3	250 ± 3
			Средний T_2	
			Нижний T_1	
	ПАЛЕОЗОЙСКАЯ PZ	Пермская P	Верхний P_2	295 ± 5
			Нижний P_1	
		Каменноугольная C	Верхний C_3	355+5
			Средний C_2	
			Нижний C_1	
		Девонская D	Верхний D_3	410 ± 5
			Средний D_2	
			Нижний D_1	
		Силурийская S	Верхний S_2	435 ± 5
			Нижний S_1	
		Ордовикская O	Верхний O_3	500
			Средний O_2	
			Нижний O_1	
		Кембрийская Є	Верхний $Є_3$	535 ± 1
			Средний $Є_2$	
			Нижний $Є_1$	

* Международная стратиграфическая (геохронологическая) шкала фанерозоя и шкала докембрия, принятая в России. Данные абсолютного возраста для фанерозоя по «International Stratigraphic Chart», UNESCO, 2000.

Таблица 3.2

Стратиграфическая (геохронологическая) шкала докембрия, принятая в России

Акротема	Эонотема (эон)	Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)	Начало, млн лет
ПРОТЕРОЗОЙ PR	Верхний протерозой PR_2		Вендская V	Верхний V_2	
				Нижний V_1	600 ± 10
	Рифей R	Верхний R_3			1030 ±30
		Средний R_2			1350 ±20
		Нижний R_1			1650 ±50
	Нижний протерозой PR_1	Верхняя часть PR_1^2			1900 ±50
		Нижняя часть PR_1^1			2500 ± 50
АРХЕЙ AR	Верхний AR_2				3150 ±50
	Нижний AR_1				> 3600

тос» — скрытый, тайный). Термины «фанерозой» — время явной жизни и «криптозой» — время скрытой жизни — были введены для разделения докембрия, в котором отсутствуют скелетные организмы, и фанерозоя, где они появляются в большом количестве.

Эратема, или группа систем, составляет часть эонотемы и объединяет отложения, образовавшиеся в течение эры. В фанерозое выделяют три эратемы: палеозойскую (от греч. «палеос» — древний), мезозойскую (от греч. «мезос» — средний) и кайнозойскую (от греч. «кайнос» — новый). Протерозой в международной шкале разделен на нижний, средний и верхний. Для архея общепринятого разделения пока нет.

Система составляет часть эратемы и объединяет отложения, образовавшиеся в течение периода. В настоящее время выделяют 12 систем: кембрийскую, ордовикскую, силурийскую, девонскую, каменноугольную, пермскую, триасовую, юрскую, меловую, палеогеновую, неогеновую и четвертичную (антропогеновую). Практически все они имеют планетарное распространение.

Отдел составляет часть системы и характеризует отложения, образовавшиеся в течение одной эпохи. Обычно система включает 2—3 отдела, которые в зависимости от их положения в разрезе системы называются нижний и верхний, или нижний, средний и верхний. Некоторые отделы имеют собственные названия. Так, в палеогеновой системе выделяются палеоцен, эоцен и олигоцен, в неогеновой — миоцен и плиоцен. Эпохи как временные подразделения, соответствующие нижнему и верхнему или нижнему,

среднему и верхнему отделам, необходимо называть ранняя и поздняя или ранняя, средняя и поздняя с прибавлением названия периода.

Для обозначения возраста пород на геологической графике существует общепризнанная цветовая шкала, где каждой системе присвоен определенный цвет. Например, отложения юрской системы на геологических картах во всем мире красят в синий цвет, меловой — в зеленый и т.д. Более дробные стратиграфические подразделения каждой системы (например, отделы) закрашивают оттенками основного цвета системы, при этом более древние подразделения — темными, а более молодые — светлыми тонами соответствующего цвета. Например, отложения нижнего отдела меловой системы закрашивают зеленым цветом, а верхнего — светло-зеленым.

Дополнительными условными обозначениями возраста служат индексы — буквенные и цифровые обозначения возрастной принадлежности тех или иных горных пород. Они представляют собой начальные латинские буквы названия эратемы или системы. Для обозначения отдела к буквенному индексу внизу справа прибавляется арабская цифра. Так, индекс девонской системы — D, индекс ее нижнего отдела — D_1, среднего — D_2, верхнего — D_3.

3.4. Методы определения абсолютного возраста горных пород

Палеонтологический и другие методы определения относительного возраста горных пород, несмотря на то что они разработаны очень подробно, не дают ответа на такие вопросы, как продолжительность отдельных этапов геологического времени, точное время их начала и окончания и т. п. В этой связи уже давно делались попытки установить возраст геологических событий в абсолютной шкале времени, т. е. в годах.

В настоящее время для определения абсолютного возраста всех типов горных пород и минералов, а также многих месторождений полезных ископаемых: свинцовых, полиметаллических, молибденовых, урановых и др., применяются изотопно-геохронологические методы. Итогом этих работ явилось добавление к международной стратиграфической (геохронологической) шкале возрастных реперов, позволяющих оценить в годах продолжительность отдельных этапов геологического времени, время их начала и окончания.

В основе изотопно-геохронологических методов определения абсолютного возраста горных пород лежит закон радиоактивного распада. Он определяет зависимость между числом радиоактивных изотопов в закрытой системе (минерале, породе) в момент ее

образования (N_0) и числом изотопов (N_t), не распавшихся по прошествии времени t: $N_0 = N_t e^{\lambda t}$, где e — основание натуральных логарифмов; λ — постоянная распада, показывающая долю распавшихся ядер данного изотопа за единицу времени от общего их количества в закрытой системе. Размерность этой единицы -- год$^{-1}$.

Э. Резерфорд в 1899 г. установил, что при радиоактивном распаде происходит эмиссия трех видов частиц — α, β^- и γ. Позже было показано, что α-частицы являются быстродвижущимися ядрами гелия. Они состоят из двух протонов и двух нейтронов, прочно связанных между собой. β^--Частицы — это быстрые электроны, испускаемые ядрами и несущие по одному отрицательному заряду, а γ-частицы — рентгеновские X-лучи. По потокам частиц, испускаемых радиоактивными элементами, названы соответствующие типы радиоактивного распада. Вскоре было установлено, что процесс радиоактивного распада происходит с постоянной скоростью как на Земле, так и в Солнечной системе в целом. На этом основании в 1902 г. П. Кюри и Э. Резерфорд, независимо друг от друга, высказали мысль о возможности использования радиоактивного распада элементов в качестве меры геологического времени. Так наука в начале XX столетия подошла к созданию геологических часов, основанных на радиоактивных природных превращениях, ход которых является независимым от геологических и астрономических явлений.

Из закона радиоактивного распада выведено ***главное уравнение геохронологии***, по которому вычисляется абсолютный возраст существования горных пород, отсчитываемый радиоактивными часами:

$$t = 1/\lambda \ln(N_k/N_t + 1),$$

где N_k — число изотопов конечного продукта распада; N_t — число радиоактивных изотопов, не распавшихся по прошествии времени t. Таким образом, чтобы определить возраст минерала или породы (t), достаточно измерить количество материнского радионуклида и продукта его распада — стабильного дочернего изотопа. Определение постоянных распада (λ) сопряжено с большими трудностями, поэтому длительное время многие лаборатории пользовались различными их значениями, что затрудняло сопоставление получаемых датировок.

В 1976 г. на Международном геологическом конгрессе в Сиднее была достигнута договоренность об использовании единых значений постоянных распада, которые с тех пор применяют в своей работе все геохронологические лаборатории мира. На практике кроме констант распада (λ) часто используют так называемые периоды полураспада ($T^{1/2}$) — время, за которое число радиоактивных ядер данного радиоизотопа убывает ровно на половину.

Период полураспада обратно пропорционален постоянной распада и связан с ней следующим соотношением:

$$T^{1/2} = \ln 2/\lambda = 0{,}693/\lambda.$$

Названия изотопно-геохронологических методов определения абсолютного возраста горных пород обычно образуются из названий радиоактивных изотопов и конечных стабильных продуктов их распада. По этому признаку различают *уран-торий-свинцовый* (*уран-свинцовый*), *калий-аргоновый*, *рубидий-стронциевый*, *самарий-неодимовый*, *рений-осмиевый* и другие методы.

В изотопной геохронологии принято оперировать не абсолютными концентрациями изотопов, а их отношениями, нормализованными по стабильным изотопам, концентрации которых в минерале остаются постоянными во времени. Для этой цели в U-Pb-системе используется стабильный изотоп ^{204}Pb, в Sm-Nd — изотоп ^{144}Nd, в Re-Os — изотоп ^{186}Os (иногда ^{188}Os), в Rb-Sr — ^{86}Sr, в K-Ar — ^{36}Ar.

Уран-торий-свинцовый метод. В этой изотопной системе существует три независимых семейства радиоактивного распада:

$$^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb + 8\,{}^{4}He + 6\beta^- + Q;$$

$$^{235}U \rightarrow {}^{207}Pb + 7\,{}^{4}He + 4\beta^- + Q;$$

$$^{232}Th \rightarrow {}^{208}Pb + 6\,{}^{4}He + 4\beta^- + Q.$$

Распад каждого радиоактивного изотопа порождает длинный ряд промежуточных продуктов распада, сопровождается испусканием α- и β^--частиц, выбросом энергии (Q) и заканчивается стабильным изотопом свинца. Это позволяет определять возраст одного и того же образца, содержащего U и Th, сразу по трем изотопным отношениям: $^{206}Pb/^{238}U$, $^{207}Pb/^{235}U$ и $^{208}Pb/^{232}Th$. Кроме того, для уран-свинцовых семейств принято вычислять возраст еще и по отношению радиогенных изотопов свинца — $(^{207}Pb/^{206}Pb)rad$. Если по всем четырем отношениям получены одинаковые цифры, то можно быть уверенным в надежности установленного возраста.

Самарий-неодимовый метод основан на радиоактивном α-распаде изотопа ^{147}Sm и превращении его в изотоп ^{143}Nd. Лучше всего этот метод применим для датирования интрузивных пород основного и ультраосновного состава и каменных метеоритов, но вместе с тем он часто используется и для определения возраста кислых магматических и метаморфических пород.

Рубидий-стронциевый метод. В основе метода лежит радиоактивный распад ^{87}Rb и переход его в стабильный изотоп ^{87}Sr путем испускания β^--частицы. В горных породах Rb обычно изоморфно замещает K в калиевых полевых шпатах, фельдшпатоидах, слюдах и других калийсодержащих минералах. Поэтому большая часть определений возраста Rb-Sr методом выполнена по горным поро-

дам, содержащим эти минералы. Если порода подвергается метаморфизму, то изотопы стронция мигрируют от одного минерала к другому, но на небольшие расстояния (первые сантиметры), в результате чего происходит гомогенизация Sr в минералах. Поэтому вся дометаморфическая геохронологическая информация минералами утрачивается. Но поскольку выноса стронция за пределы массива не происходит, то в породе в целом такая информация сохраняется.

Таким образом, по валовой породе Rb-Sr система будет показывать реальный возраст породы, а по отдельным минералам — возраст завершения метаморфизма.

K-Ar и ^{39}Ar-^{40}Ar методы. Из трех изотопов калия — ^{39}K, ^{40}K и ^{41}K, естественной радиоактивностью обладает ^{40}K. Он испытывает двойной распад: путем эмиссии β^--частицы в ^{40}Ca (89 %) и в результате захвата ядром электрона из ближайшей к нему K-орбиты электронного облака (K-захват) — в ^{40}Ar (11 %). Двойной распад ^{40}K позволяет определять возраст K-содержащих минералов и пород по двум геохронометрам. Но β^--распад ^{40}K в ^{40}Ca широкого применения в геохронологии не получил, так как природный ^{40}Ca, содержащийся во многих минералах и породах, имеет то же массовое число, что радиогенный ^{40}Ca, и различить их очень трудно. Наиболее приемлемой оказалась K-Ar ветвь распада. Поскольку калий является весьма распространенным элементом, K-Ar метод получил широкое применение для датирования почти всех типов горных пород. Особенно большая роль этому методу (в отличие от других) отводится при датировании осадочных пород позднего докембрия по калийсодержащему минералу — глаукониту. Использование метода для этих целей позволило установить большой возрастной диапазон позднедокембрийской седиментации — от 1650 до 570 млн лет, который оказался на много более продолжительным, чем предполагалось ранее.

Рений-осмиевый метод является одним из наиболее молодых в изотопной геохронологии. У рения известны два изотопа ^{185}Re и ^{187}Re. Последний радиоактивен, и путем эмиссии β^--частицы превращается в ^{187}Os:

$$^{187}\text{Re} \rightarrow {}^{187}\text{Os} + \beta^- + \nu + Q,$$

где ν — антинейтрино; Q — энергия распада. Период полураспада ^{187}Re ($T^{1/2}$) = 42,3 млрд лет. У осмия семь изотопов, все они стабильны.

Re-Os метод используется для определения возраста метеоритов, основных и ультраосновных пород, но особое значение он получил при датировании рудных месторождений, особенно месторождений, содержащих сульфиды молибдена и меди.

Радиоуглеродный метод применяется для датирования молодых объектов, содержащих углерод, возрастом не более 70 тыс. лет.

Метод основан на естественном распаде космогенного радионуклида ^{14}C, образующегося в верхних слоях атмосферы при взаимодействии нейтронов и протонов космического излучения с ядрами атмосферных газов — N_2, O_2, Ar. Из атмосферы ^{14}C в форме молекул $^{14}CO_2$ и ^{14}CO попадает в биосферу сначала в результате фотосинтеза зеленых растений, а потом по пищевой цепочке передается животным организмам. Атомы ^{14}C нестабильны и путем β^--распада превращаются в стабильные изотопы ^{14}N.

В результате обменных процессов между атмосферой и живыми организмами в природе устанавливается равновесие ^{14}C, которое означает, что распад ^{14}C уравновешивается его новообразованием. Равновесное состояние определяется так называемой удельной активностью ^{14}C. При отмирании организма равновесие между ним и природой прекращается и активность ^{14}C начинает снижаться. Измерив активность ^{14}C в образце и зная таковую в живой ткани, а также постоянную распада ^{14}C, $\lambda = 1{,}209 \cdot 10^{-4}$ год$^{-1}$, можно рассчитать радиоуглеродный возраст образца.

3.5. Вторичное (нарушенное) залегание слоев

В результате движений и деформаций земной коры первичное горизонтальное залегание слоев горных пород часто бывает нарушено. Нарушение первичности залегания пород происходит под действием внутренних сил Земли, называемых *тектоническими силами*. В этой связи и вторичные формы залегания пород, образующиеся под действием тектонических сил, также называют *тектоническими нарушениями*. Наиболее распространенными являются три типа таких нарушений: наклонное залегание слоев, склад-

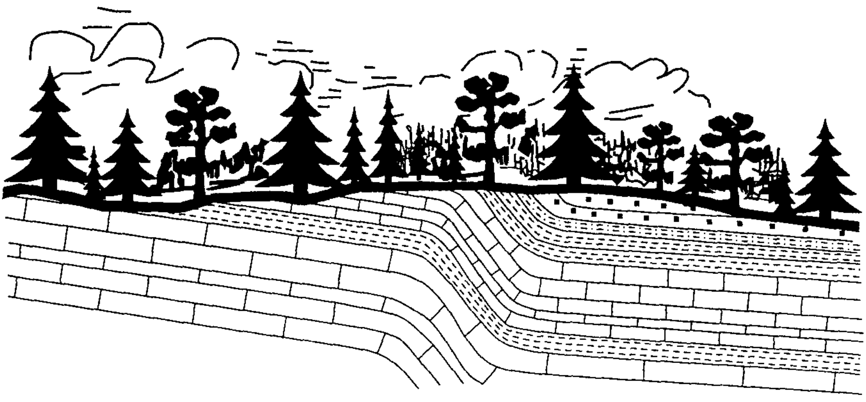


Рис. 3.2. Флексура

чатое залегание слоев и залегание слоев, нарушенное тектоническими разрывами.

В геологии наклонное залегание слоев горных пород называют *моноклинальным,* а структурные формы, образованные такими слоями, — *моноклиналями.* Если на фоне горизонтального или моноклинального залегания слоев происходит перегиб к более крутому залеганию, а затем слои вновь выполаживаются, то такая структурная форма называется *флексурой* (рис. 3.2).

3.5.1. Складки

Помимо отмеченных нарушений, в деформированных объемах земной коры часто отмечается залегание, при котором слои, изгибаясь то в одну, то в другую сторону, образуют волнообразные структуры, похожие на синусоиду. Такое залегание слоев называется *складчатым,* а отдельные изгибы — *складками.*

Все складки характеризуются определенными элементами строения, имеющими собственные названия. На рис. 3.3 схематически изображена одна из складок и приведены названия ее элементов. Так, наклоненные в разные стороны поверхности слоев, образующих складку, называют ее *крыльями.* В приведенном случае каждое отдельное крыло складки представляет собой частный случай моноклинального залегания слоев. Область резкого перегиба слоев, соединяющая разные крылья, называется *замком* складки. Между крыльями складки и ее замком нет четкой границы. *Угол складки* — это угол, образованный плоскостями крыльев, мысленно продолженными до их пересечения. Линия, проходящая через точки максимального перегиба какого-либо одного слоя в замке складки, называется *шарниром.* Поверхность, проходящая через шарниры складки, проведенные по разным слоям, ее составляющим, является *осевой поверхностью* складки. *Ось складки* — это проекция шарнира на горизонтальную плоскость. Наконец, внутренняя часть складки, выделяющаяся условно относительно какого-либо слоя, называется ее *ядром.*

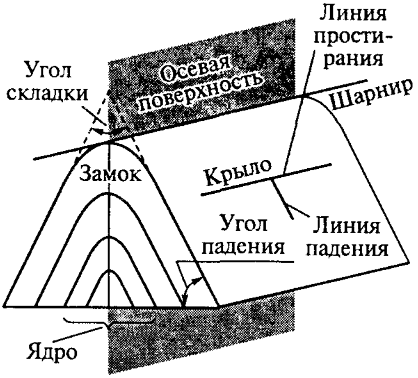


Рис. 3.3. Основные элементы складок

По форме и внутреннему строению выделяют два типа складок. В простейшем случае складки, обращенные выпуклостью вниз, называются *синклинальными складками,* или *синклиналями,* а обращенные выпук-

лостью вверх — *антиклинальными складками,* или *антиклиналями.* Однако более надежным признаком деления складок на синклинальные и антиклинальные является их внутреннее устройство. На рис. 3.4 приведены блок-диаграммы (диаграммы, одновременно показывающие строение складок в плане и в разрезе) синклинальной и антиклинальной складок, из которых следует, что ядра синклиналей сложены самыми молодыми породами, а по направлению к крыльям возраст слагающих складку слоев становится все более древним. В антиклиналях соотношение возрастов пород в ядрах и на крыльях прямо противоположное. Для анализа складчатых структур этот признак является очень важным и его следует запомнить.

Приведенные на рис. 3.4 складки являются складками с горизонтальными шарнирами. В плане такие складки выглядят как «полосы» пород разного возраста, симметрично расположенные относительно самых молодых и самых древних образований. Такие плановые рисунки можно наблюдать лишь в небольших фрагментах складчатых структур. Если же изучать складчатую структуру на относительно больших площадях, легко убедиться, что шарниры складок практически никогда не бывают прямолинейными. Они постоянно изгибаются как в горизонтальной, так и в вертикальной плоскостях. Изгиб шарниров складок в вертикальной плоскости называют *ундуляцией шарниров* (рис. 3.5). С ундуляцией шарниров складок связано то обстоятельство, что в плане одновозрастные слои разных крыльев одной складки замыкаются в местах пересечения шарниров с поверхностью рельефа, как это показа-

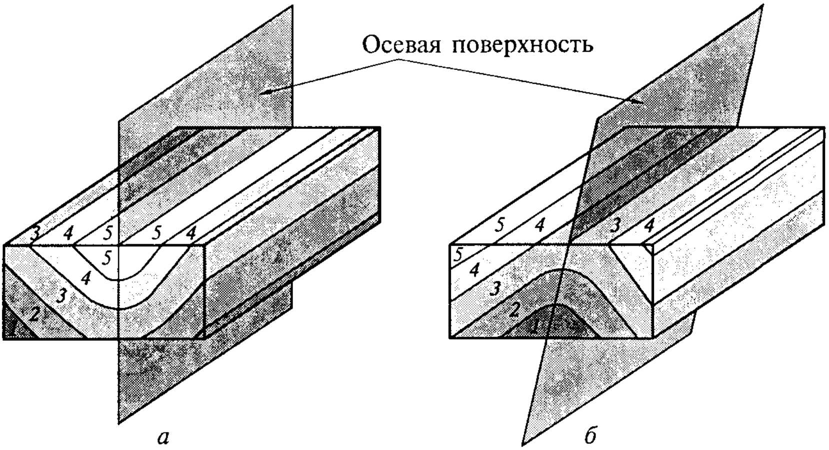


Рис. 3.4. Блок-диаграммы синклинальной *(а)* и антиклинальной *(б)* складок с горизонтальными шарнирами:
1—5 — возрастная последовательность слоев от более древних к молодым

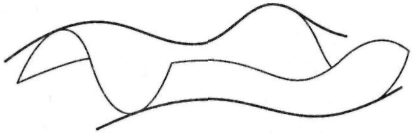


Рис. 3.5. Ундуляция шарниров складок

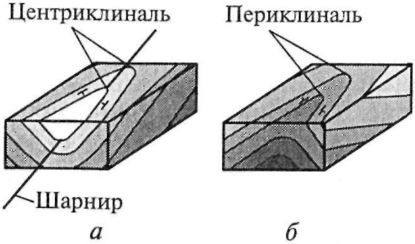


Рис. 3.6. Блок-диаграммы синклинальной *(а)* и антиклинальной *(б)* складок с наклонными шарнирами

но на рис. 3.6. Замыкания в плане (на земной поверхности) слоев разных крыльев синклинальных складок называются *центриклинальными замыканиями,* или *центриклиналями,* а антиклинальных — *периклинальными замыканиями,* или *периклиналями.* В центриклиналях шарниры складок при пересечении с земной поверхностью «уходят в воздух», т.е. *воздымаются,* а в периклиналях «уходят под землю», т.е. *погружаются* (см. рис. 3.6).

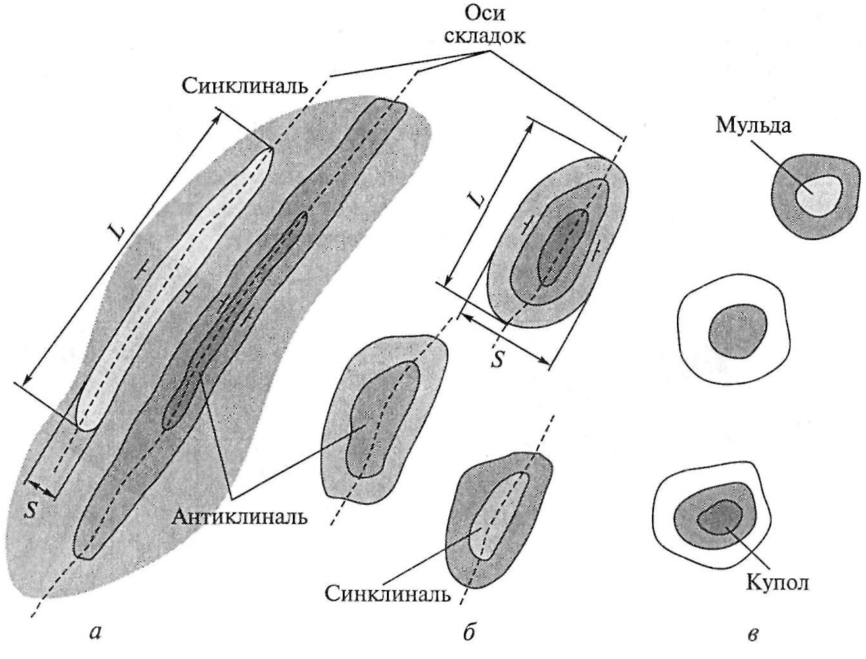


Рис. 3.7. Типы складок в плане:
а — линейные $S/L > 1/7$; *б* — брахиформные $S/L = 1/5$; *в* — изометричные $S/L = 1/1$

Все складки, фиксируемые в природе, разделяются (классифицируются) по определенным морфологическим признакам. Существуют классификации складок, наблюдаемых в плане и в разрезе.

Складки, наблюдаемые в плане, делятся по отношению их длины к ширине на три класса (рис. 3.7). При отношении длины к ширине, составляющей величину порядка 7—10 и более, складки называют *линейными.* Если это отношение находится между 7 и 3 — складки называют *брахиформными (брахисинклиналями* или *брахиантиклиналями).* Складки с отношением длины к ширине менее 3 квалифицируют как *изометричные,* при этом антиклинали называют *куполами,* а синклинали — *мульдами.* Такое деление складок условно, поэтому в разных источниках можно найти разные цифры отношений, но они от приведенных нами будут отличаться незначительно.

Классификации складок, наблюдаемых в разрезе, более разнообразны. Можно привести, по крайней мере, три такие классификации.

1. Классификация складок по форме замка и соотношению крыльев (рис. 3.8). В этом классе выделяют следующие разновидности складок:

открытые (рис. 3.8, *а)* — складки с пологим наклоном слоев на крыльях; *нормальные,* или *обычные,* (рис. 3.8, *б)* — это складки, угол которых близкий к 90°; *изоклинальные,* или *тесно сжатые,* (рис. 3.8, *в)* — складки с субпараллельным расположением крыльев; *острые, килевидные,* (рис. 3.8, *г)* — складки с острым замком; *коробчатые, сундучные,* (рис. 3.8, *д)* — замок таких складок,

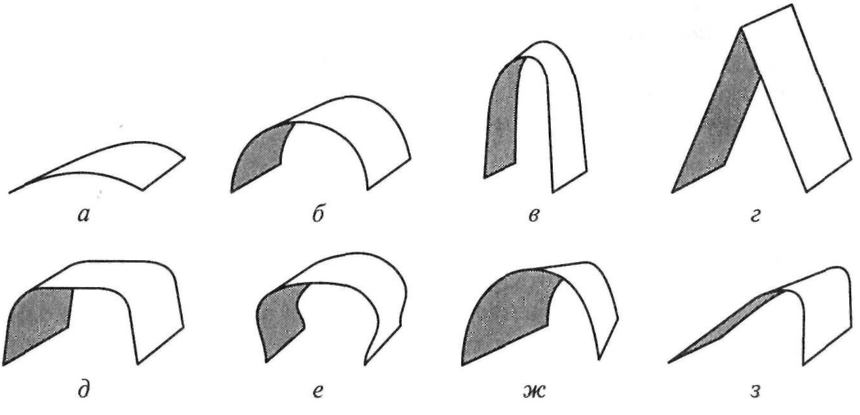


Рис. 3.8. Классификация складок по форме замка и соотношению крыльев:
а — открытые; *б* — нормальные (обычные); *в* — изоклинальные (тесно сжатые); *г* — острые (килевидные); *д* — коробчатые (сундучные); *е* — веерообразные; *ж* — конические; *з* — асимметричные

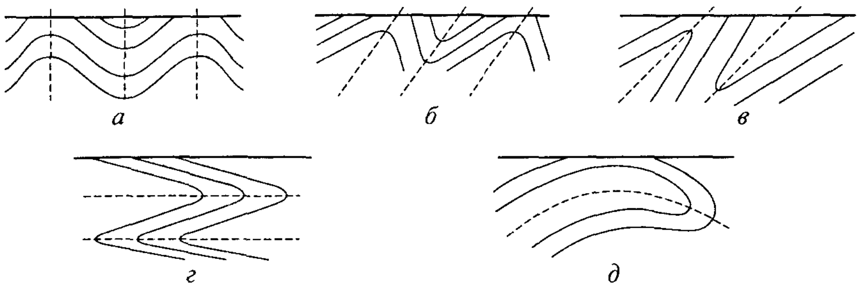


Рис. 3.9. Классификация складок по положению осевой поверхности:
а — прямые; *б* — наклонные; *в* — опрокинутые; *г* — лежачие; *д* — ныряющие

напротив, широкий, а крылья крутые; *веерообразные* (рис. 3.8, *е)* — складки с широким замком и пережатым ядром.

Все перечисленные типы складок являются, во-первых, цилиндрическими, т.е. такими, у которых линии пересечения крыльев с горизонтальной плоскостью параллельны, и во-вторых — они симметричные относительно осевой поверхности. Однако в природе часто встречаются так называемые *конические* складки (рис. 3.8, *ж),* у которых выше обозначенные линии не параллельны. Кроме того, часто наблюдаются складки, крылья которых не симметричны относительно их осевых поверхностей, — *асимметричные* складки (рис. 3.8, з).

2. Классификация складок по пространственному положению их осевых поверхностей (рис. 3.9). По этому признаку выделяются следующие типы складок: *прямые* (рис. 3.9, *а)* — осевая поверхность которых вертикальна или близка к вертикальному положению; *наклонные* (рис. 3.9, *б)* — осевая поверхность которых является наклонной и крылья наклонены в разные стороны; *опрокинутые* (рис. 3.9, *в)* — у которых осевая поверхность также наклонена, но при этом крылья наклонены в одну сторону; *лежачие*

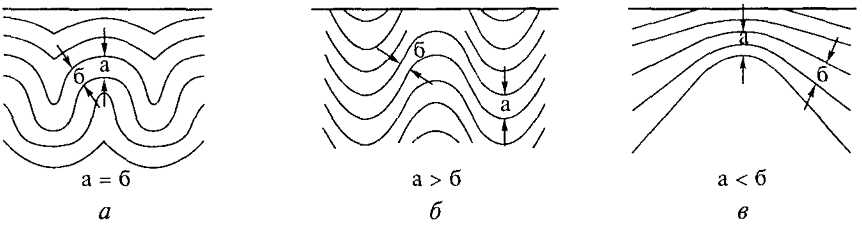


Рис. 3.10. Классификация складок по соотношению мощностей слоев в замках и на крыльях:
а — концентрические; *б* — подобные; *в* — антиклинали с уменьшающейся мощностью слоев от крыльев к замкам

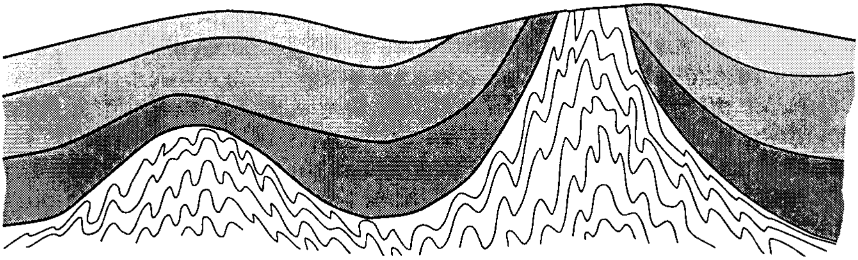


Рис. 3.11. Диапировые складки (складки нагнетания, складки протыкания).
Отмечается резкая дисгармония строения складок в разных слоях разреза

(рис. 3.9, *г)* — складки, осевая поверхность которых горизонтальна или почти горизонтальна; *ныряющие,* или *перевернутые,* (рис. 3.9, *д)* — складки с осевой поверхностью, повернутой относительно прямой складки на угол, больший 90°.

3. Классификация складок по соотношению мощностей слоев в замках и на крыльях (рис. 3.10). Выделяются складки: *концентрические* (рис. 3.10, *а)* — у которых истинная мощность слоев в замках и на крыльях одинакова; *подобные* (рис. 3.10, *б)* — с уменьшенной истинной мощностью слоев на крыльях и увеличенной в замках; *антиклинали,* у которых мощности одних и тех же слоев уменьшаются от крыльев к замкам (рис. 3.10, *в).*

Антиклиналям, изображенным на рис. 3.10, *в,* отчасти близки по строению так называемые *складки нагнетания, диапировые складки,* или *складки протыкания* (рис. 3.11). Однако по другим признакам эти складки должны быть отнесены в особый класс. Для диапировых складок характерно *дисгармоничное* строение, характеризующееся развитием разных складок в разных слоях слоистой толщи, что связано с условиями и механизмом формирования таких складок.

3.5.2. Сочетания складчатых форм

В деформированных объемах земной коры одиночные складки наблюдаются весьма редко. Обычно отмечаются серии сопряженных синклинальных и антиклинальных складок, развитых на больших площадях и создающих складчатую структуру. Размеры фиксируемых в природе складок разнообразны и колеблются от долей сантиметра (плойчатость) до сотен метров в ширину. Нередко на крыльях и в замках крупных складок отмечаются более мелкие. Тогда говорят о порядке складок — от первого порядка для наиболее крупных, ко второму, третьему и т.д. — для все более мелких.

Очень крупные складки, которые достигают в ширину нескольких десятков километров, представляют собой совокупность сложно сочетающихся мелких складок высших порядков и имеют в целом строение антиклинали, их называют *антиклинориями,* а столь же крупные и сложно построенные структурные формы, имеющие синклинальное строение, называют *синклинориями* (рис. 3.12). На рисунке приведен вертикальный разрез складчатой зоны, перпендикулярный осям складок. Осложняющие антиклинорий и синклинорий складки следующего порядка в поперечном вертикальном сечении обычно образуют веера, т.е. их осевые поверхности при продолжении вверх или вниз сходятся в точку. Такие развороты осевых поверхностей складок относительно оси антиклинория или синклинория называются *вергентностью.* Складки такого же размера, но гораздо проще построенные, с весьма малыми углами наклона крыльев (первые градусы) называют соответственно *антеклизами* и *синеклизами.*

В пределах некоторых площадей обычно наблюдаются морфологически более или менее сходные складки, что связано с условиями и механизмом их образования. Такая закономерная совокупность складок называется *складчатостью.*

По различным признакам выделяется несколько типов складчатостей, характерных для тех или иных крупных тектонических зон Земли. Так, по степени заполнения складками пространства, сложности складчатых структур и некоторым другим признакам выделяются два основных типа складчатости: *полная,* или *голоморфная,* и *прерывистая,* или *идиоморфная.*

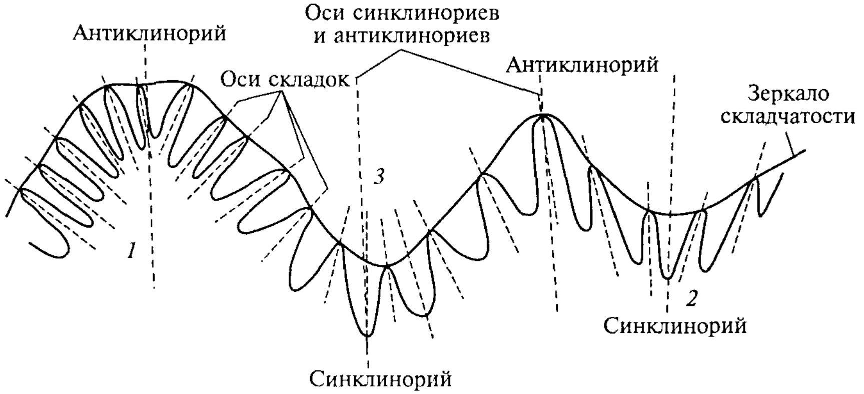


Рис. 3.12. Принципиальная схема строения синклинориев и антиклинориев:

1 — прямой веерообразный антиклинорий; *2* — прямой веерообразный синклинорий; *3* — обратный веерообразный синклинорий

Полная (голоморфная) складчатость характеризуется непрерывным развитием на площади равномерно чередующихся синклинальных и антиклинальных линейных параллельных складок. Основными структурными единицами такой складчатости являются антиклинории и синклинории со всеми присущими им чертами строения. Облик отдельных складок, их тесная взаимосвязь, а также ряд других признаков указывают на общность происхождения всей складчатой структуры. Такой тип складчатости обычно отмечается в подвижных, тектонически активных участках земной коры — горно-складчатых областях.

Для прерывистой (идиоморфной) складчатости присущи черты, прямо противоположные голоморфной. Складки в областях развития прерывистой складчатости простые по строению. Основными элементами складчатой структуры являются антеклизы и синеклизы. Более мелкие складки развиты локально. Среди них преобладают антиклинальные формы, разделенные участками горизонтально залегающих пород. Все складки брахиформные или близкие к изометричным. Существует еще ряд признаков, указывающих на то, что в отличие от полной складчатости входящие в состав прерывистой складчатости отдельные складки представляются самостоятельными структурами, практически не зависящими от соседних. Этот тип складчатости характерен для областей со слабо подвижной земной корой (чехлы платформ).

Имеются и некоторые другие классификации складчатостей, которые будут рассмотрены специально в соответствующих курсах.

3.5.3. Разрывные нарушения

В геологии разрывными нарушениями обычно обозначают поверхности или зоны, по которым наблюдается разобщение геологических тел на фрагменты и более или менее значительное смещение этих фрагментов друг относительно друга.

Разрывные структуры с макроскопически незначительными смещениями обычно называются *трещинами.* Выделяются *трещины нетектонического происхождения* и *тектонические трещины.* К трещинам нетектонического происхождения относятся, например, трещины бокового отпора; трещины, связанные с литогенезом (превращением осадка в породу); трещины, образующиеся при застывании магмы, и т.п. Тектонические трещины — это трещины, связанные с тектоническими движениями и деформациями. Обычно они образуют различные системы, изучение которых позволяет восстанавливать механические условия тектонических деформаций.

Собственно *разрывными нарушениями,* или *разрывами,* называют поверхности, или зоны, по которым произошли значительные (в масштабе исследований) смещения горных пород.

В разрывах со смещением так же, как и в складках, выделяются некоторые структурные элементы. Поверхность, или зона, по которой произошло относительное перемещение блоков горных пород, называется *сместителем.* Относительно перемещенные блоки пород, располагающиеся по обе стороны от сместителя, называют *крыльями* разрыва. Наконец, важным элементом разрывных нарушений является *амплитуда смещения,* т.е. расстояние, на которое смещены крылья одно относительно другого.

По морфологическим признакам и наблюдаемому относительному направлению смещений выделяют несколько типов разрывных нарушений. Некоторые из них приведены на рис. 3.13. Рассмотрим наиболее простые, но часто встречающиеся типы разрывных нарушений.

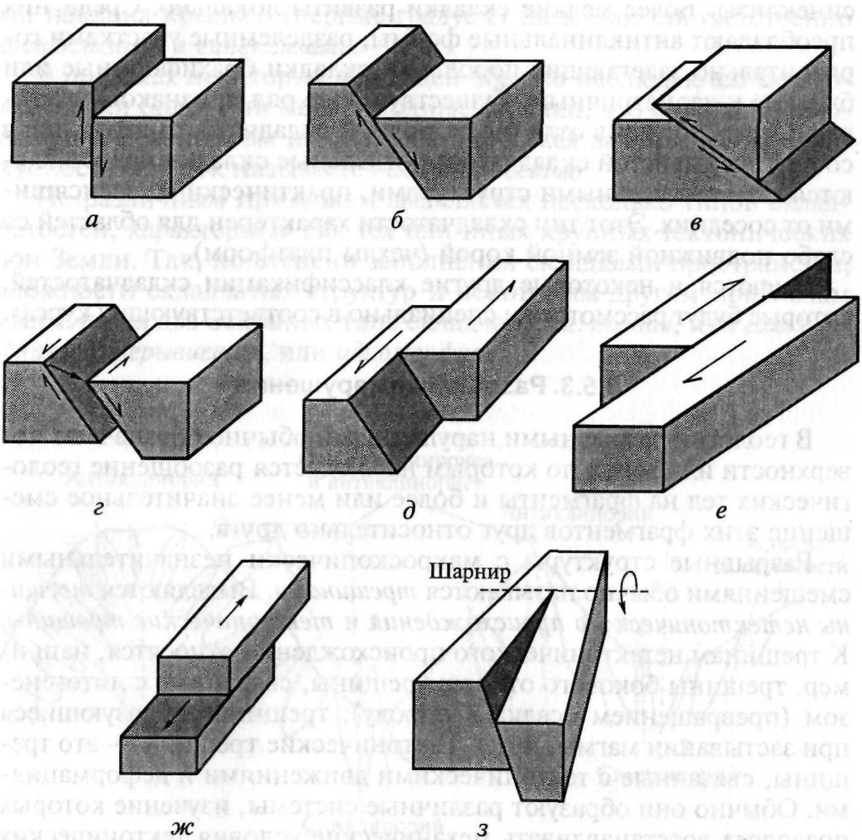


Рис. 3.13. Некоторые типы смещений блоков по разрывным нарушениям: *а, е* — смещения блоков по вертикальным плоскостям; *б, в, д* — смещения блоков по наклонным плоскостям; *ж* — смещения блоков по горизонтальным плоскостям; *г, з* — более сложные типы смещений

Разрывные нарушения, характеризующиеся вертикальным перемещением крыльев, носят названия *сбросов* и *взбросов,* В таких нарушениях сместитель иногда располагается вертикально (и тогда к разрыву можно применять оба из вышеприведенных названий), но гораздо чаще сместитель бывает наклонным.

При вертикальном перемещении пород по разрыву одно из крыльев оказывается относительно приподнятым, а второе — относительно опущенным. В случае наклонного сместителя крыло, лежащее над ним, называется *висячим,* а под ним — *лежачим,* вне зависимости от положения блоков (поднятые они или опущенные). Разрывное нарушение, при котором висячее крыло относительно опущено и сместитель наклонен в сторону опущенных пород, называется *сбросом* (рис. 3.14, *а);* разрывное нарушение, при котором висячее крыло относительно приподнято и сместитель наклонен в сторону приподнятых пород, называется *взбросом* (рис. 3.14, *б).*

Из приведенного рисунка следует, что в разрыве типа сброса происходит увеличение длины, занимаемой одновозрастными слоями на величину а, а в разрыве типа взброса — уменьшение этой величины. В первом случае слои раздвинуты в горизонтальном направлении, а во втором — надвинуты друг на друга. Поэтому при пологом положении сместителя (при угле менее 60°) взбросы также называют *надвигами.* Величина *а* — это *горизонтальная амплитуда* смещений при развитии сбросовых и взбросовых структур. Помимо горизонтальной в таких структурах выделяется и вертикальная амплитуда смещений (величина *b).*

Помимо рассмотренных типов нарушений, в земной коре широко развиты разрывные структуры, называемые *тектоническими покровами,* или *шарьяжами.* Тектонические покровы представляют собой надвиги с полого наклонными или субгоризонтальными поверхностями сместителей. Для таких структур характерны зна-

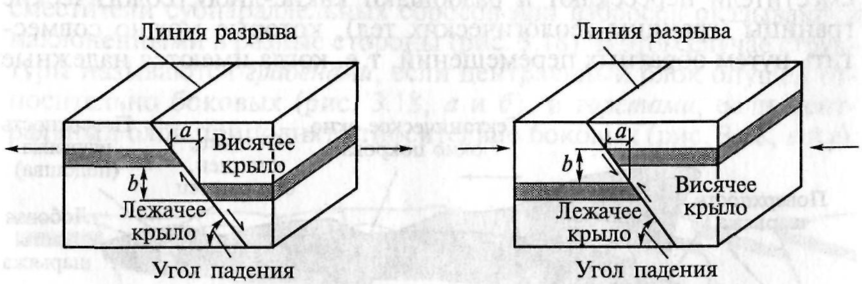


Рис. 3.14. Разрывы с вертикальным перемещением блоков по наклонному сместителю:

а — сброс; *б* — взброс; *а* — горизонтальная амплитуда смещения; *b* — вертикальная амплитуда смещения

чительные горизонтальные амплитуды перемещений, измеряемые многими километрами. Тектонические покровы обладают особыми элементами строения, которые не отмечаются у надвигов (рис. 3.15).

Главным элементом шарьяжей является поверхность, по которой произошел разрыв и надвигание одних пород на другие. Такой сместитель обычно называют *поверхностью,* или *основанием шарьяжа.* Как уже отмечалось, поверхность шарьяжа всюду пологая и становится крутой лишь в месте, откуда «выжимается» покров (это место называют *корнем покрова),* и в его *лобовой,* или *фронтальной,* части. Объем пород, располагающихся под поверхностью покрова, т. е. пород, на которые надвигается покров, называют *автохтоном,* а объем перемещающихся пород — *аллохтоном.* Фронтальная часть тектонического покрова может разрушаться, и отчлененные эрозией части аллохтона иногда располагаются в виде *останцов,* называемых также *отторженцами,* или *клиппенами.* Если эрозионный срез аллохтона доходит до автохтона, то среди поля развития пород аллохтона появляются *тектонические окна* с обнажениями пород автохтона. В основании покровов и в их фронтальной части часто наблюдается смесь обломков пород аллохтона и автохтона, называемая *тектоническим меланжем.*

Еще один важный тип тектонических нарушений, на который следует обратить внимание, — это *сдвиг.* Сдвигами называются тектонические нарушения со смещением блоков пород в горизонтальном направлении по вертикальному, или круто наклоненному, сместителю. В зависимости от направления относительного перемещения блоков выделяют *правосторонние,* или *правые,* и *левосторонние,* или *левые,* сдвиги (рис. 3.16). Однако определить направление сдвиговых смещений в природе и тем более замерить амплитуду перемещений блоков при сдвиге бывает непросто. Эти элементы достоверно устанавливаются лишь в тех случаях, когда сместители пересекают и разобщают какие-либо геологические границы (границы геологических тел), которые можно совместить путем обратных перемещений, т. е. когда имеются надежные

Рис. 3.15. Тектонический покров (шарьяж) — надвиг с субгоризонтальной волнистой поверхностью перемещения

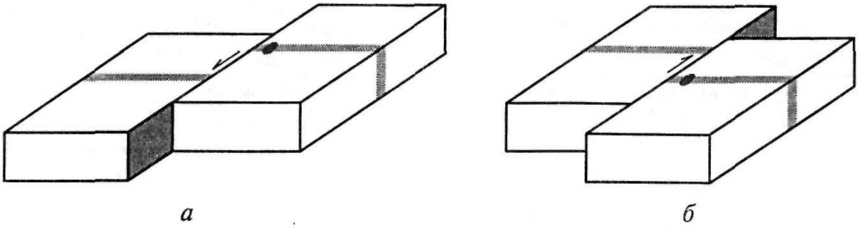


Рис. 3.16. Левый *(а)* и правый *(б)* сдвиги

геологические реперы. Иногда в качестве реперов направления сдвиговых перемещений (но не амплитуды) используются различные мелкие структурные формы (трещины, деформационные текстуры пород и т.п.), образующиеся в разрывной зоне при перемещениях блоков.

3.5.4. Сочетания разрывных нарушений

Как и складки, разрывные нарушения в деформированных объемах земной коры образуют некоторые комбинации, с которыми связаны более сложные разрывные структуры, несущие определенную информацию о тектонических движениях и деформациях, проявившихся в областях, где они фиксируются.

Наиболее часто отмечаются различные сочетания сбросов и взбросов. Так, комбинация субпараллельно расположенных, следующих один за другим сбросов со сместителями, наклоненными в одну сторону, называется *ступенчатыми сбросами,* а такая же комбинация взбросов — *ступенчатыми взбросами* (рис. 3.17).

Более сложные разрывные структуры возникают тогда, когда сместители субпараллельных сбросов или взбросов оказываются наклоненными в разные стороны (рис. 3.18). В этом случае структуры называются *грабенами,* если центральный блок опущен относительно боковых (рис. 3.18, *а* и *б),* и *горстами,* если центральный блок приподнят относительно боковых (рис. 3.18, *в* и *г).*

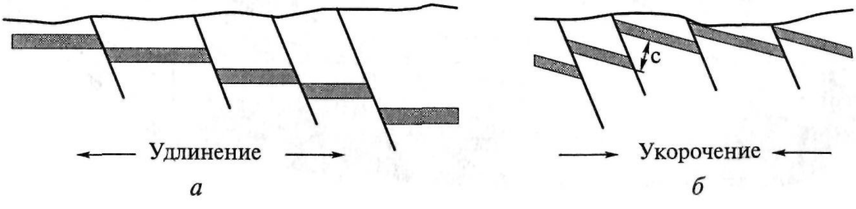


Рис. 3.17. Ступенчатые сбросы *(а)* и ступенчатые взбросы *(б):*
с — стратиграфическая амплитуда

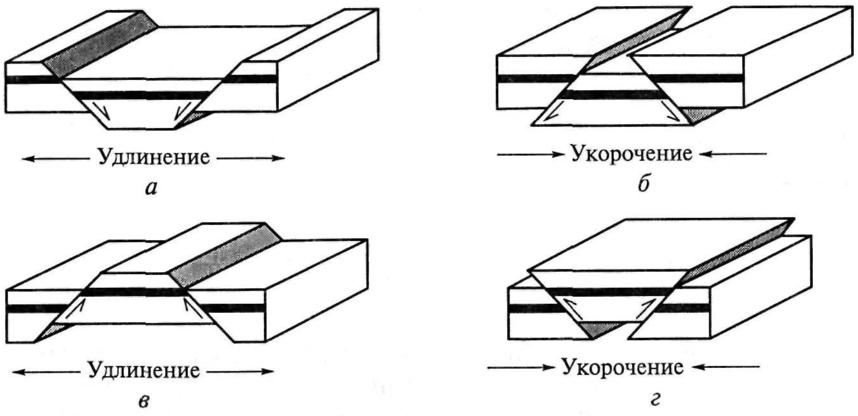


Рис. 3.18. Различные сочетания взбросов и сбросов:

а — грабен, образованный двумя сбросами; *б* — грабен, образованный двумя взбросами; *в* — горст, образованный двумя сбросами; *г* — горст, образованный двумя взбросами

В природе наиболее распространены структуры, изображенные на рис. 3.18, *а* и *в*, более того, они часто образуют сложные комбинации — *сопряженные горсты* и *грабены* (рис. 3.19). Если внимательно посмотреть на рис. 3.18, нетрудно догадаться, что сопряженные горстово-грабенные структуры, типа той, что изображена на рис. 3.19, формируются в участках, где земная кора испытывает горизонтальные однонаправленные растяжения. Сравнивая структуры, изображенные на рис. 3.4 и 3.19 в горизонтальном срезе (т.е. на земной поверхности), можно сделать вывод, что они аналогичны. Однако аналогия здесь лишь кажущаяся. На самом деле между этими структурными рисунками есть существенное различие: в первом случае границы между слоями *нормальные, стратиграфические,* а во втором — *разрывные, тектонические.*

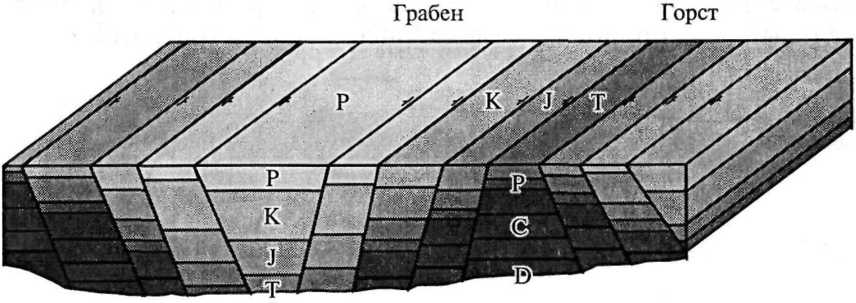


Рис. 3.19. Блок-диаграмма сопряженных горста и грабена:

буквы — обозначения периодов времени

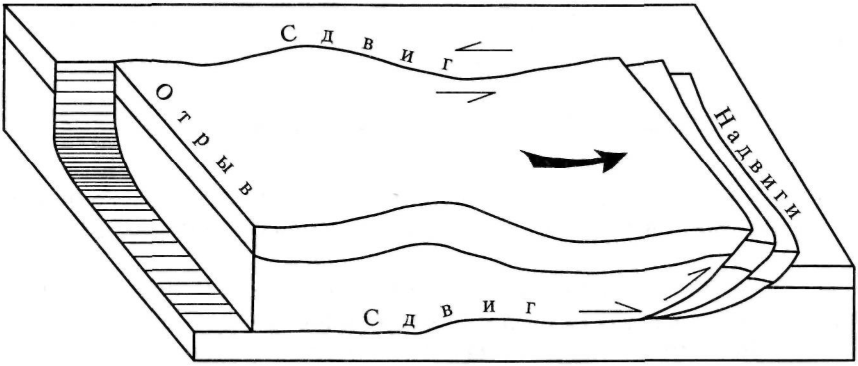


Рис. 3.20. Соотношение между вертикальной зоной сдвига, надвигами и отрывом в масштабе земной коры (D.Goward, 1980)

Разрывные нарушения, наблюдаемые в земной коре, могут находиться и в иных, более сложных морфологических и генетических соотношениях. Один из примеров таких соотношений приведен на рис. 3.20.

Заканчивая краткое описание различных вторичных структурных форм, наблюдаемых в природе, следует отметить, что определенные морфологические и генетические связи существуют и между складчатыми и разрывными нарушениями. В деформированных в разное время различных участках земной коры часто фиксируются сходные соотношения между складками, разрывами и другими структурными формами. Например, флексуры часто переходят в разрывы. Разрывные нарушения типа надвигов часто бывают приурочены к подвернутым крыльям опрокинутых складок и т. п. Такие закономерные, устойчиво повторяющиеся сочетания различных структурных форм называют *структурными парагенезами*. Всестороннее изучение закономерных сочетаний структурных форм наряду с другими методами геологических исследований помогает лучше разобраться в причинах и механизмах тектонических движений и деформаций, создавших структуру, наблюдаемую в тех или иных участках земной коры.

3.6. Перерывы и несогласия

Изучая геологические разрезы, можно видеть, что соотношения ниже- и вышезалегающих слоев бывают различными. В одних случаях каждый вышележащий слой повторяет залегание слоев, лежащих ниже, и образует с ним разрез, в котором относительный возраст пород плавно изменяется снизу вверх в соответствии с самыми дробными подразделениями геохронологической шка-

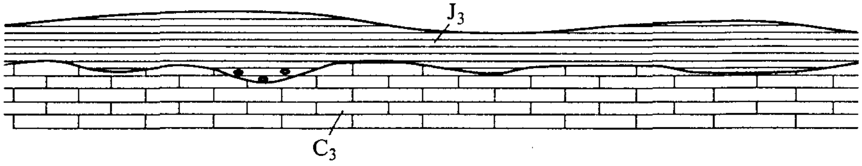


Рис. 3.21. Параллельное несогласие между верхнекаменноугольными (C_3) известняками и верхнеюрскими (J_3) глинами в окрестностях г. Москвы

лы. Такое залегание пород называется *согласным.* В других случаях можно наблюдать различные отклонения от согласного залегания пород. Все эти отклонения называют *несогласиями.*

Выделяется несколько типов несогласного залегания пород в разрезах, и практически все они сопровождаются *перерывами в осадконакоплении.*

Исследуя геологическое строение какого-либо конкретного района, геологи часто сталкиваются с ситуацией, когда из стратиграфического разреза выпадают слои пород того или иного возрастного интервала. Этот факт свидетельствует о том, что на данной территории в эти промежутки времени осадки не накапливались, т.е. был перерыв в осадконакоплении. Анализ геологического материала показывает, что перерывы бывают как кратковременными, так и весьма длительными, захватывающими целые геологические эпохи и периоды. Например, в Подмосковье на породах позднекаменноугольного возраста непосредственно залегают породы верхней юры, т.е. из разреза выпадают отложения пермского, триасового, ранне- и среднеюрского возрастов. Такое соотношение горных пород в разрезе называется *стратиграфическим несогласием.* Стратиграфическое несогласие является *параллельным,* если слои пород, сформировавшиеся до и после перерыва, располагаются параллельно друг другу (рис. 3.21). При параллельном несогласии слои разновозрастных пород обычно контактируют по неровной поверхности. В основании пород, залегающих выше контакта, часто присутствует галька нижележащих пород, что свидетельствует об их размыве.

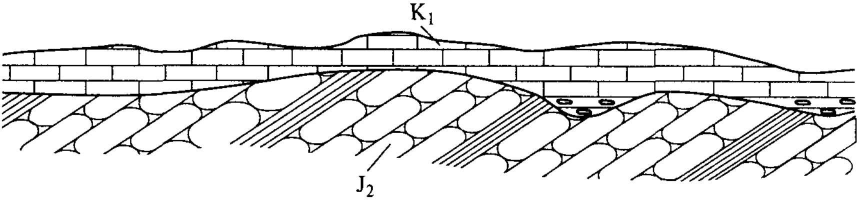


Рис. 3.22. Крым. Западная стенка нового Петропавловского карьера. Угловое несогласие между среднеюрскими (J_2) и нижнемеловыми (K_1) отложениями

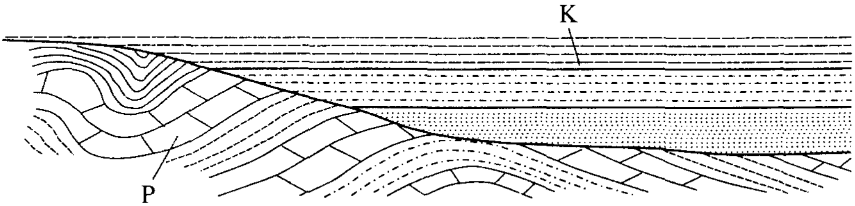


Рис. 3.23. Несогласное прилегание отложений меловых отложений (K) к породам пермского (P) возраста

Несогласное залегание особенно ярко проявляется когда слои, отложившиеся до перерыва в осадконакоплении, находятся в нарушенном залегании, а залегание пород, сформировавшихся после перерыва, является ненарушенным. В этом случае ниже- и вышележащие слои не параллельны между собой. Такой тип несогласия *называется угловым несогласием.* Конкретные примеры углового несогласия между ниже- и вышележащими комплексами пород приведены на рис. 3.22 и 3.23.

Параллельное и угловое несогласия являются главными типами несогласного залегания пород. Однако выделяются и другие типы несогласий. Так, в условиях сильно расчлененной эрозионной поверхности древних пород возникает несогласное *прилегание* слоев более молодых пород, заполняющих депрессии погребенного рельефа. Такая ситуация может возникать на границе морского бассейна и суши. В море впадают реки, в устья которых при трансгрессии проникает морская вода, образуя узкие протяженные заливы — лиманы. В этих частях морского бассейна идет осадконакопление, и вдоль берегов лимана формирующиеся слои прилегают к более древним слоям пород, которыми сложены берега. В результате молодые слои морских осадков оказываются вложенными в более древние породы берегового рельефа. Различают *па-*

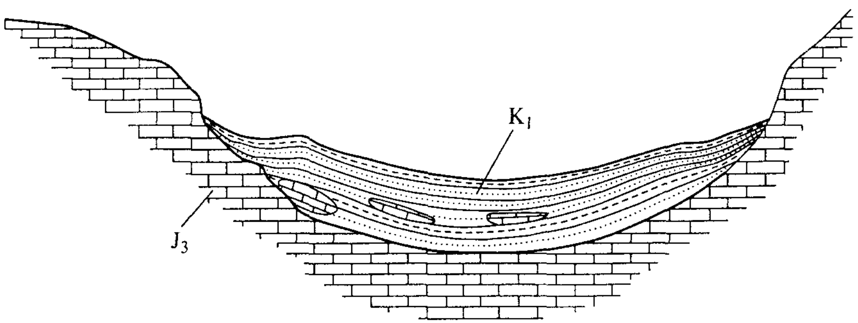


Рис. 3.24 Крым. Стенка Балаклавского карьера. Пример параллельного прилегания нижнемеловых (K_1) и верхнеюрских (J_3) отложений

раллельное прилегание (рис. 3.24), когда слои молодых и древних образований располагаются параллельно, и несогласное прилегание, когда древние породы смяты в складки, а прилегающие к ним молодые залегают горизонтально.

Информация о перерывах в осадконакоплении и несогласном залегании разновозрастных комплексов пород используется геологами для анализа истории геологического развития исследуемых районов, в чем и заключается главная ее ценность. Попытаемся провести такой анализ на некотором абстрактном примере.

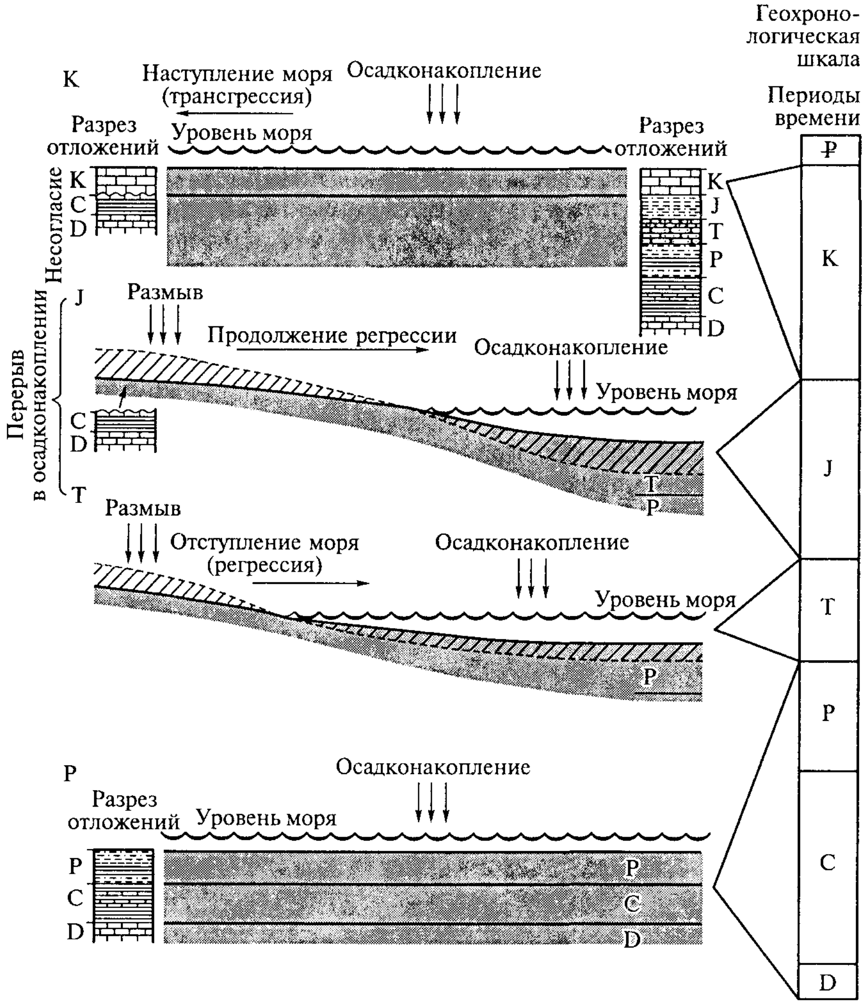


Рис. 3.25. Схема, объясняющая перерывы в осадконакоплении, и образование несогласий

На рис. 3.25 приведена схема геологического развития некоторого региона с девонского по палеогеновый периоды. Справа приведена геохронологическая шкала для этого временного интервала. Из схемы следует, что начиная, по крайней мере, с девона и до конца перми на исследуемой территории существовал морской бассейн, в котором шло осадконакопление (ранее уже отмечалось, что большинство комплексов осадочных пород имеет морское происхождение). За этот промежуток времени сформировался непрерывный разрез отложений этих систем.

Далее (на рубеже пермского и триасового периодов) в результате тектонических движений часть бассейна осушилась. Море отступило, т.е. произошла *регрессия,* которая продолжалась в течение триасового и юрского периодов времени. В этот временной интервал в пределах морского бассейна продолжалось накопление осадков, а на суше осадки не накапливались, т.е. существовал перерыв в осадконакоплении. Более того, в пределах суши шел размыв пород, накопившихся в период с девона по пермь.

С начала мелового периода море вновь залило сушу, т. е. произошла *трансгрессия.* Вся исследуемая территория стала морским бассейном, в котором на протяжении мелового периода шло накопление осадков. В результате на участке территории, где постоянно существовал морской бассейн, накапливался полный непрерывный разрез осадков с согласным залеганием пород, а на участке, где в течение триаса и юры существовала суша, разрез оказался не полным. В нем отсутствуют отложения триасового и юрского периодов (перерыв), а также отложения пермского и верхней части каменноугольного периодов, которые были размыты во время перерыва. В результате отложения меловой системы непосредственно лежат на отложениях средней части каменноугольной системы со стратиграфическим несогласием. Тип несогласия зависит от того, какова была тектоническая обстановка в периоды регрессии и трансгрессии. Если суша образовывалась в результате медленных колебательных движений, несогласие, скорее всего, будет параллельным. Если же в этот промежуток времени тектоника была активной, то несогласие будет угловым.

Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ

4.1. Основные типы геологических карт

Основой при проведении любых геологических работ на той или иной территории являются геологические карты. Геологические карты составляют геологи-съемщики, а также специалисты

в области геологического картирования. Однако читать геологические карты и использовать заложенную в них информацию для восстановления основных этапов геологической истории района должен уметь каждый геолог.

В задачу курса общей геологии входит лишь первое краткое знакомство с геологической картой, включающее усвоение главных принципов ее построения и приобретение некоторых предварительных навыков чтения изображенной на карте геологической информации.

Выделяют несколько типов геологических карт.

Основные (общие, обычные) геологические карты представляют собой графическое плановое изображение (с помощью условных знаков) геологических тел разного состава, распространенных на поверхности Земли: их относительного возраста, условий залегания, соотношений друг с другом. Иначе говоря, на основных геологических картах отображается геологическое строение поверхности Земли, дополненное на некоторую глубину геологическими разрезами.

На основных геологических картах обычно не показывают породы четвертичного возраста, а изображают лишь более «древние» тела, залегающие под ними. Для пород четвертичного возраста составляют специальные *карты четвертичных отложений,* дополняющие основные карты. К специальным относится еще ряд различных карт, отражающих отдельные частные стороны геологии районов: *петрографические* и *литологические карты,* на которых показан состав пород; *геоморфологические* с нанесенными на них основными элементами рельефа земной поверхности; *тектонические,* на которых нанесены главные структурные элементы земной коры; *гидрогеологические карты,* на которых изображено распространение подземных вод, их состав, глубина и условия залегания; *карты полезных ископаемых* и многие другие. Из всего многообразия геологических карт мы познакомимся лишь с геологическими картами, которые называют *основными,* и научимся строить по этим картам разрезы на глубину.

Помимо специализации, геологические карты всех типов различаются по масштабу. Масштаб — это соответствие расстояния на карте этому же расстоянию на местности, выраженное в сантиметрах. Так, например, масштаб 1 : 100 000 означает, что 1 сантиметру расстояния на карте соответствует 100 000 сантиметров на местности.

По масштабу все геологические карты делятся на обзорные, региональные и детальные. *Обзорные карты* составляются на большие территории в масштабе 1 : 1 000 000 и мельче. *Региональные карты* охватывают территории отдельных районов и составляются в масштабах 1 : 500 000, 1 : 200 000 и 1: 100 000. *Детальные карты* строятся на небольшие территории. Обычный их масштаб —

1 :50 000 и 1 :25 000, но иногда строятся карты и более крупных масштабов. В зависимости от масштаба отображаемая на геологических картах информация имеет разную детальность.

4.2. Общие сведения об основах геологического картирования

Геологическое картирование — это сложная, кропотливая работа, выполняемая высококвалифицированными геологами. При составлении карт соответствующих масштабов используют специальные инструкции.

На геологических картах показывают площадные, линейные и точечные (знаковые) обозначения геологических объектов. Элементами геологических карт являются принятые условные обозначения (легенда), геологические разрезы и стратиграфические колонки.

Площадные объекты делятся на стратифицированные и нестратифицированные. К стратифицированным относятся горные породы, залегающие слоями (осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные образования), а к нестратифицированным — интрузивные тела. В основе картирования стратифицированных образований (стратиграфических подразделений) лежит их относительный возраст, поэтому площади выходов их на земную поверхность закрашиваются цветами, соответствующими цветам стратиграфической (геохронологической) шкалы, и на этих площадях ставятся индексы геологического возраста. Поля развития интрузивных пород также закрашиваются определенными цветами, но эти цвета указывают не на возраст пород, а на их химический состав. Так, интрузивные породы кислого состава обозначаются различными оттенками красного цвета; породы основного состава — зелеными цветами и т.п. На полях их выходов также ставятся буквенные индексы, соответствующие химическому составу и возрасту пород.

К линейным объектам, выносимым на геологические карты, относятся границы между геологическими телами (геологические границы), разрывные нарушения, жилы, дайки и т.п.

Точечные объекты — это места замеров пространственной ориентировки структурных элементов, места находок фауны, буровые скважины и т. п.

Геологические разрезы, сопровождающие карты, должны давать наглядное представление об условиях залегания геологических тел на некоторую глубину. Направления линий разрезов выбираются так, чтобы информация о геологическом строении района была достаточно полной.

Прилагаемые к картам стратиграфические колонки содержат информацию о мощностях слоев определенного возраста, их со-

отношениях (согласные или несогласные), составе (литологическом), находках фауны.

Каждая карта снабжается легендой, представляющей собой систематизированный свод всех примененных на геологической карте и разрезах условных знаков и объяснений их содержания. Без легенды карта становится нечитаемой.

В качестве основы для геологического картирования используются специально оформленные листы бумаги, называемые топографической основой. Эти листы, во-первых, соответствующим образом ориентированы в пространстве относительно стран света (верхний обрез листа ориентирован всегда на север, правый — на восток, нижний — на юг и левый — на запад). Во-вторых, на топографической основе в определенном масштабе и определенными знаками показаны основные природные и социально-экономические объекты территории (рельеф, растительность, населенные пункты, дороги, хозяйственные объекты и т.п.). Такая основа требуется для точной пространственной привязки геологических объектов, изображаемых на карте, к местности.

На топографической основе рельеф местности изображается горизонталями. *Горизонталь — это линия пересечения поверхности рельефа с горизонтальной плоскостью.* Для того чтобы с помощью горизонталей на плоском листе бумаги изобразить рельеф, поступают следующим образом: рассекают местность серией горизонтальных плоскостей, равно отстоящих одна от другой по высоте, и линии пересечения этих плоскостей с рельефом проектируют на одну плоскость (рис. 4.1). Горизонтальную плоскость, совпадающую с уровнем моря, считают нулевой. От нее ведется отсчет следующих плоскостей согласно их расстоянию от нулевой плоскости. Соответственно оцифровываются и горизонтали. Вверх от нулевой — значения горизонталей положительные, вниз — отрицательные.

Техника геологического картирования заключается в переносе всех перечисленных выше геологических объектов с местности на топографическую основу. Проходя определенными маршрутами по территории, геолог-съемщик фиксирует все эти элементы на местности и помечает их соответствующими знаками на топографической основе. Наиболее просто обстоит дело при картировании районов с ненарушенным залеганием слоев. В этом случае фиксируются в основном границы между слоями разного возраста, оконтуривающие площади их выхода на поверхность. Сложнее обстоит дело при составлении геологических карт территорий с нарушенным залеганием слоев. В этом случае, помимо фиксирования границ между слоями разновозрастных пород, возникает необходимость фиксировать ориентировки различных плоскостных и линейных структурных элементов (плоскостей слоев, разрывных

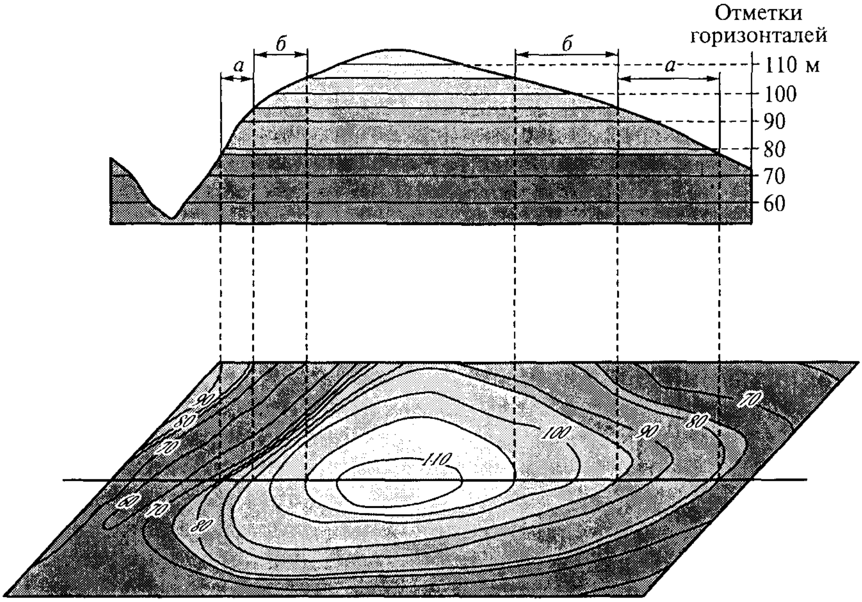


Рис. 4.1. Пример горизонтального залегания слоев на геологической карте. Границы слоев располагаются параллельно горизонталям. Ширина слоев на карте зависит от крутизны рельефа

нарушений, шарниров складок и т.п.) в пространстве, и соответствующими знаками, понятными каждому геологу, отображать их положение на карте.

4.3. Элементы залегания пород, их замеры на местности и обозначение на карте

Для определения положения в пространстве любого наклонного плоскостного или линейного структурного элемента, будь то плоскость слоя, крыло складки или ее шарнир, поверхность трещины или разрывного нарушения, в геологии введено понятие об *элементах залегания*. Это понятие является «таблицей умножения» полевой геологии, поэтому иметь полное представление об элементах залегания и уметь их замерять обязан каждый начинающий геолог с первого курса обучения.

Элементы залегания характеризуют положение любой наклонной поверхности в пространстве. К элементам залегания относятся линия простирания, линия падение и угол падения.

Линия простирания плоскостного элемента — это любая горизонтальная линия, лежащая в его плоскости. *Линией падения* назы-

вается линия, лежащая в плоскости и направленная в сторону ее наибольшего уклона. Положение этой линии легко определить, если капнуть водой на наклонную плоскость. След течения воды по плоскости и будет линией ее падения. В связи с этим линию падения называют также линией наибольшего ската. Очевидно, что с линией простирания линия падения образует прямой угол. *Угол падения* — угол, образованный плоскостью структурного элемента и горизонтальной плоскостью.

Сами по себе эти элементы лишь принадлежат каждой определенной наклонной плоскости, но не определяют ее положения в пространстве. Для того чтобы сориентировать плоскость в пространстве, необходимо определить положение ее линии простирания и линии падения относительно сторон света. Конкретно такая ориентировка проводится путем замера на горизонтальной плоскости правых углов, отсчитываемых от северного направления географического меридиана до направлений линии простирания (таких направлений два, так как ориентировка горизонтальной линии равнозначна в обоих противоположных направлениях) и направления проекции линии падения на горизонтальную плоскость. Замеряемые углы называются *азимутами,* соответственно *азимутами простирания* и *азимутом падения.* Замеры азимутов простирания и падения на местности проводят горным компасом.

Горный компас в отличие от географического имеет некоторые особенности, облегчающие работу с ним. Эти особенности заключаются в следующем:

1. В большинстве случаев (но не всегда) горный компас крепится на прямоугольной подставке таким образом, что ее длинные стороны параллельны оси С - Ю на компасе.

2. На лимбе компаса, т.е. круговом циферблате, разделенном на 360°, деления оцифрованы от 0 (С) до 360° в порядке, обратном движению часовой стрелки, т.е. положения В и З на компасе, обратные по отношению к действительному расположению этих частей света. Для чего это сделано, будет ясно из дальнейшего изложения.

3. Для замера вертикальных углов, т.е. углов падения плоскостных элементов, в горном компасе имеются специальный отвес (клинометр) и полукруглая шкала для него, расположенная параллельно шкале лимба. Посередине этой шкалы обозначена отметка 0°, совпадающая с обозначением 90° (В) на лимбе. От 0° в обе стороны располагаются деления до 90° соответственно. Отвес свободно колеблется только при вертикальном положении пластины компаса и нажатой кнопке фиксатора.

4. Для приведения площадки компаса в строго горизонтальное положение в нем имеется специальный уровень.

5. Северный конец магнитной стрелки компаса всегда ориентируется на северный магнитный полюс, а азимуты отсчитывают -

ся от северного географического полюса. Для устранения этого разногласия во многих моделях горных компасов имеется устройство для ввода поправки на магнитное склонение.

Работать с горным компасом очень просто, если усвоить некоторые элементарные правила и неукоснительно следовать им.

1. Следует четко представлять, что называют азимутами и как их измеряют. Поскольку азимут — это горизонтальный угол, т.е. угол, измеряемый в горизонтальной плоскости, **при замере любых азимутов компас всегда надо держать строго горизонтально, так, чтобы его магнитная стрелка могла свободно вращаться вокруг оси.** Азимут можно «взять» на любой объект, видимый на земной по-

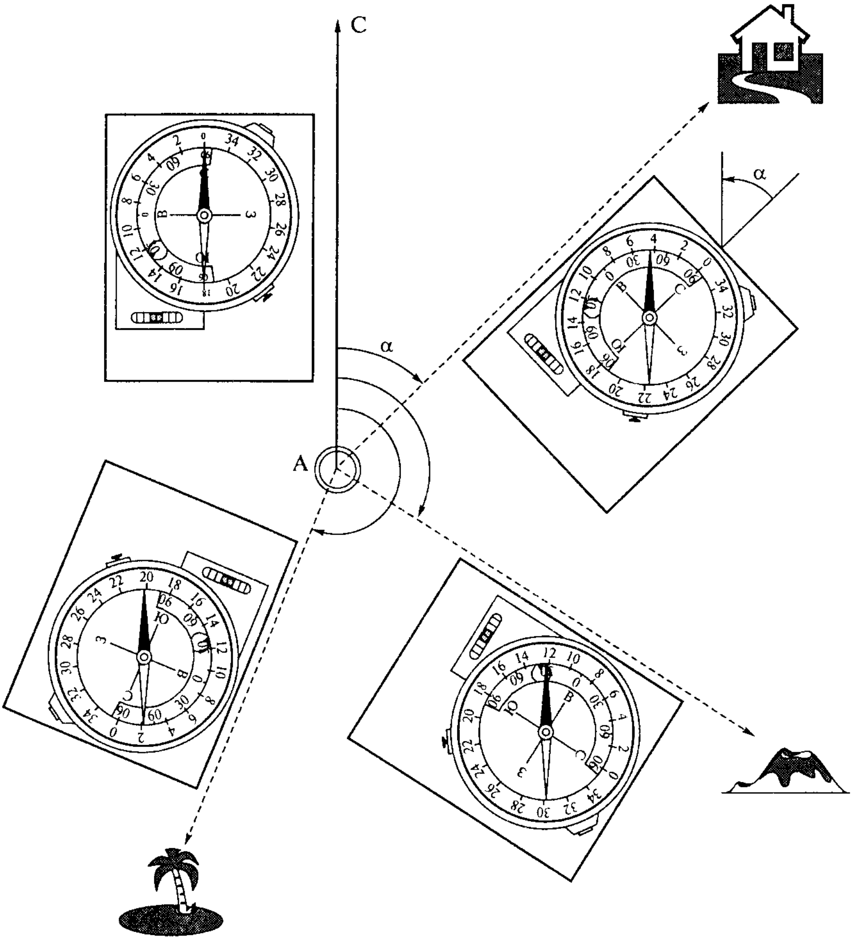


Рис. 4.2. Схема, поясняющая замер азимутов горным компасом

верхности. На рис. 4.2 показано, как это делается практически. Северный (обычно синий) конец магнитной стрелки, при возможности ее свободного вращения, всегда ориентирован на север. Поворачивая прямоугольное основание компаса в горизонтальной плоскости, мы можем совместить северный конец стрелки со значением 0 на лимбе. В этом случае ось Ю—С компаса и длинные стороны его прямоугольного основания совпадут с меридианом, а буква С оси Ю—С покажет направление на север. При таком положении компаса азимут равен 0. Теперь, находясь в точке А, нам следует взять азимут на изображенный на рисунке дом. Направление из точки А на дом показано штриховой линией со стрелкой. Держа компас строго горизонтально, мы ориентируем длинные стороны его прямоугольного основания по направлению на дом (т.е. параллельно штриховой линии рисунка) таким образом, чтобы буква С оси Ю—С компаса была ближе к дому. В этом случае ось Ю—С компаса (или, что то же самое, длинные стороны его основания) поворачивается по ходу часовой стрелки на некоторый угол *a*, но при этом магнитная стрелка компаса, оставаясь в прежнем положении, как бы отклоняется от ориентировки вышеупомянутой оси против часовой стрелки на тот же угол *a*. Численное значение угла а, являющегося азимутом на дом, мы можем сразу же определить по показанию северного конца магнитной стрелки, если отградуируем лимб компаса от 0 до 360° против часовой стрелки. Именно с этой целью на лимбе горного компаса поменяли местами В и З. Северный конец магнитной стрелки показывает значение 45°, следовательно, азимут на дом равен 45°. Теперь, держа компас строго горизонтально и ориентируя его соответствующим образом, можно взять азимуты на другие объекты, изображенные на рисунке. Так, азимут на кратер вулкана равен 120°, а на пальму — 200°. Все замеры азимутов произведены из одной и той же точки А.

Линия простирания и линия падения любой наклонной плоскости — это такие же направления, как направления на дом, кратер вулкана или пальму в приведенном выше примере. Следовательно, их азимуты измеряются точно так же. На рис. 4.3 изображены наклонно залегающие слои горных пород и показано положение компаса при замере их азимутов. Слои рассечены воображаемой горизонтальной плоскостью. Линия пересечения этой плоскости с плоскостью слоя, на которой производятся замеры, является линией простирания. Линия простирания имеет два равноценных направления. Линия падения слоя проектируется на горизонтальную плоскость. У этой линии направление всего лишь одно: по направлению уклона слоя.

При замере азимутов компас в горизонтальной плоскости ориентируется значением 0 на лимбе (осью Ю—С) по направлению, азимут которого надо взять. В этом случае отсчет значения азимута

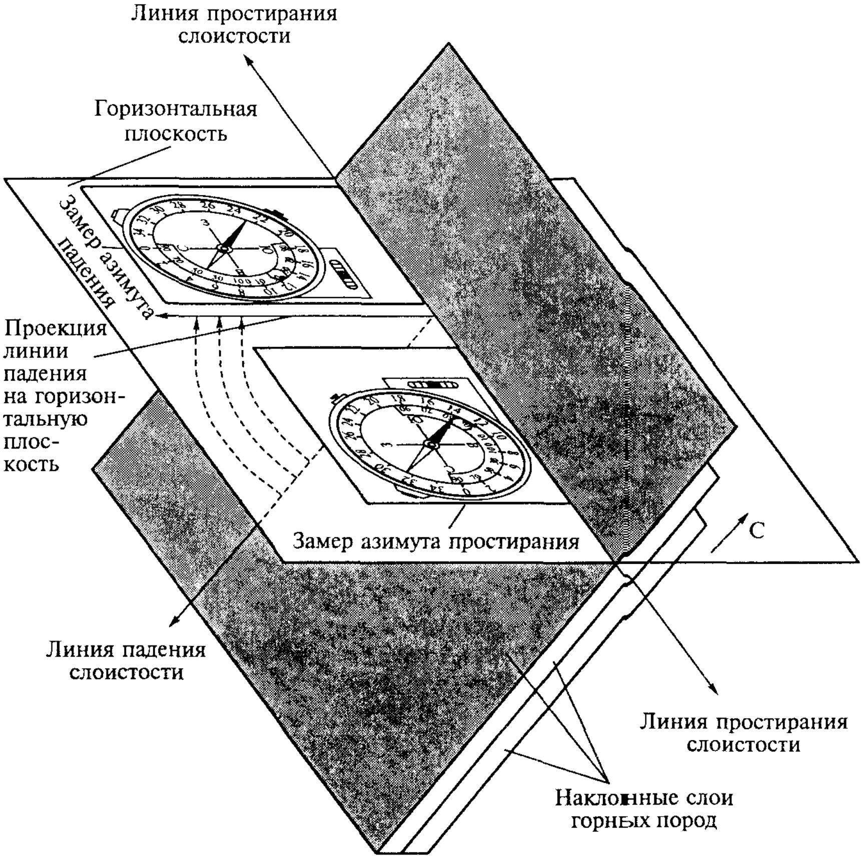


Рис. 4.3. Замер азимутов залегания слоистости горным компасом

берется по северному концу магнитной стрелки. Азимут простирания слоя можно замерять по любому из направлений линии простирания. Значения будут отличаться на 180".

В приведенном примере значение измеряемого азимута простирания равно 135°, а значение по противоположному направлению — 135° + 180° =315°. На это значение угла указывает южный конец магнитной стрелки. Азимут падения наклонного слоя всего лишь один. Его значение отличается от значений азимутов простирания на 90°. Азимут падения плоскости слоя по показанию компаса равен 225° (показание у северного конца магнитной стрелки). Это показание легко проверить по замеренным значениям азимутов простирания: 135° + 90° = 225°; 315° - 90° = 225°.

Замеряя азимуты наклонного слоя, мы рассекли его воображаемой горизонтальной плоскостью. Эту плоскость из воображаемой можно сделать реальной, подставив, например, к наклонному слою

соответствующим образом плоскость полевого дневника. Обычно же геологи таким приемом не пользуются. Для того чтобы сориентировать прислоненный к плоскости слоя компас строго горизонтально, на нем существует уровень. При горизонтальном положении основания компаса пузырек воздуха на уровне располагается посередине.

2. Помимо азимутов, замеряется также угол падения слоя или любой другой наклонной плоскости. На рис. 4.4 изображено в вертикальном разрезе наклонное положение слоистой толщи. Разрез сделан перпендикулярно линии простирания слоистости (в крест простирания). Выше уже говорилось, что для замера вертикальных углов в горном компасе предусмотрено специальное устройство — клинометр (отвес). На приведенном рисунке с компаса сознательно удалены все элементы, которые не используются при замере вертикальных углов, и оставлен лишь клинометр со шкалой. **При замере вертикальных углов магнитная стрелка компаса должна быть обязательно зажата с помощью специального винта (фиксатора).**

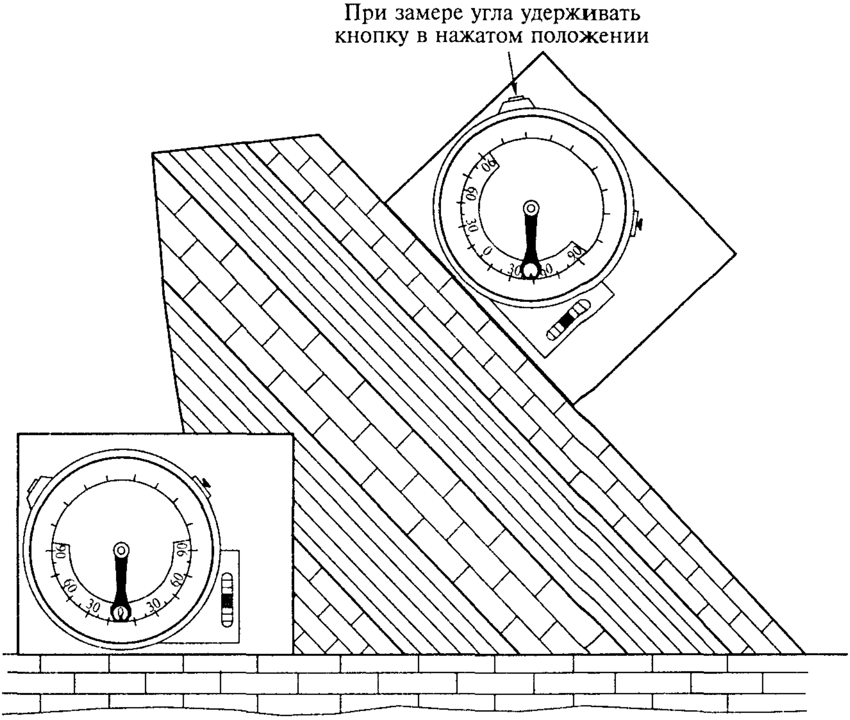


Рис. 4.4. Замер угла падения слоя горным компасом

Замеряя угол, компас ставят вертикально ребром длинной стороны основания, вблизи которой расположена шкала клинометра, на линию падения слоя. Отпустив фиксатор клинометра, отыскивают такое положение компаса, при котором отвес дает наибольшее значение угла. Это значение и будет углом падения слоя. На приведенном рисунке видно, что при горизонтальном залегании слоев отвес клинометра показывает значение 0.

Произведенные замеры элементов залегания специальным образом записывают в полевой дневник, привязав при этом точку замеров на местности к карте. При записи простираний и падений кроме азимута (в градусах) записывается также и четверть (румб), которой принадлежит значение горизонтального угла, в буквенном выражении (СВ, ЮВ, СЗ, ЮЗ).

Полная запись замеров элементов залегания выглядит следующим образом (см. рис. 4.3.): Пр ЮВ 135, Пд ЮЗ 225 < 60. Обозначение градусов в записи не ставится, чтобы не спутать градус с нулем. Запись залегания плоскостных элементов часто дается в сокращенном виде: фиксируется лишь азимут падения и угол падения: Пд ЮЗ 225 < 60. Этих элементов достаточно дня того, чтобы сориентировать плоскость в пространстве. Полученные замеры наносят на карту с помощью специального значка в виде длинной черточки, соответствующей положению простирания, и перпендикуляра к ней, отходящего от середины в виде более короткой черточки, указывающей направление падения. Угол падения обозначается цифрой у конца короткой черточки.

4.4. Чтение геологических карт

Чтение геологических карт заключается в получении информации о геологическом строении изображенной на карте территории. Каким образом можно получить такую информацию, мы разберем на примере геологической карты, представленной на рис. 4.5. Но прежде чем приступить к чтению этой карты, остановимся на некоторых замечаниях общего характера.

Первое, что следует сделать при изучении любой геологической карты, — это определить, каково залегание слоев горных пород на данной территории.

При ненарушенном, горизонтальном залегании границы между слоями разного возраста (согласные стратиграфические границы) располагаются на карте **параллельно или почти параллельно горизонталям рельефа, нигде не пересекая их.** Это легко понять, если вспомнить, что горизонтали являются линиями пересечения поверхности рельефа с горизонтальными плоскостями. Но подошва и кровля горизонтально залегающих слоев также являются горизонтальными плоскостями, следовательно, линии их пересе-

чения с рельефом должны быть параллельны горизонталям (см. рис. 4.1). При горизонтальном залегании слоев ширина их выходов в плане, т. е. на геологической карте, зависит от крутизны рельефа. При одной и той же толщине (истинной мощности) слоя его ширина на карте тем больше, чем положе рельеф, что хорошо видно на приведенной схематической зарисовке.

Любое нарушенное залегание слоев, моноклинальное или складчатое, на карте легко узнается по **пересечению стратиграфическими границами горизонталей рельефа.**

Моноклинали на геологических картах образуют своеобразные структурные рисунки, конфигурация которых зависит как от угла залегания пород, так и от степени расчлененности рельефа. В общем виде моноклинально залегающие слои на карту проектируются в виде полос пород разного возраста, сменяющих одна другую от древних к все более молодым в сторону падения слоистости. Если слои залегают круто (вертикально или почти вертикально), соответствующие им на карте полосы тянутся прямолинейно, вне зависимости от степени расчлененности рельефа. Аналогичный структурный рисунок получается и при пологом залегании слоев и выровненном, практически субгоризонтальном рельефе. Более сложные структурные рисунки моноклинального залегания слоев образуются на картах при пологом залегании слоистости и резко расчлененном рельефе. В этом случае проектирующиеся на карту слои пород разного возраста изгибаются по рельефу; их выходы на поверхность (видимая мощность) становятся шире или уже в зависимости от крутизны склонов и направления падения слоев (в сторону падения склона или под него).

Иногда на геологических картах можно видеть фрагменты моноклиналей, в которых возраст пород сменяющих друг друга слоев удревняется в сторону падения слоистости (рис. 4.6). В этом случае говорят об опрокинутом моноклинальном залегании пород (в отличие от нормального, рассмотренного выше). Частным случаем опрокинутого моноклинального залегания слоев являются подвернутые крылья опрокинутых складок. При опрокинутом залегании слоев горных пород на геологических картах ставятся специальные знаки элементов залегания, как это показано на рис. 4.6.

Складчатое залегание от моноклинального отличается лишь тем, что моноклинали, соответствующие крыльям складок, на геологических картах располагаются зеркально симметрично относительно одной центральной полосы пород самого молодого либо самого древнего возраста (рис. 4.7). Эта центральная полоса пород соответствует проекции ядра складки на земную поверхность. В том случае, когда центральная полоса сложена «молодыми» породами и ее симметрично окружают слои со все более древним возрастом, мы имеем дело с синклинальной складкой. В антиклиналях, наоборот, в ядре обнажаются древние породы, а на крыль-

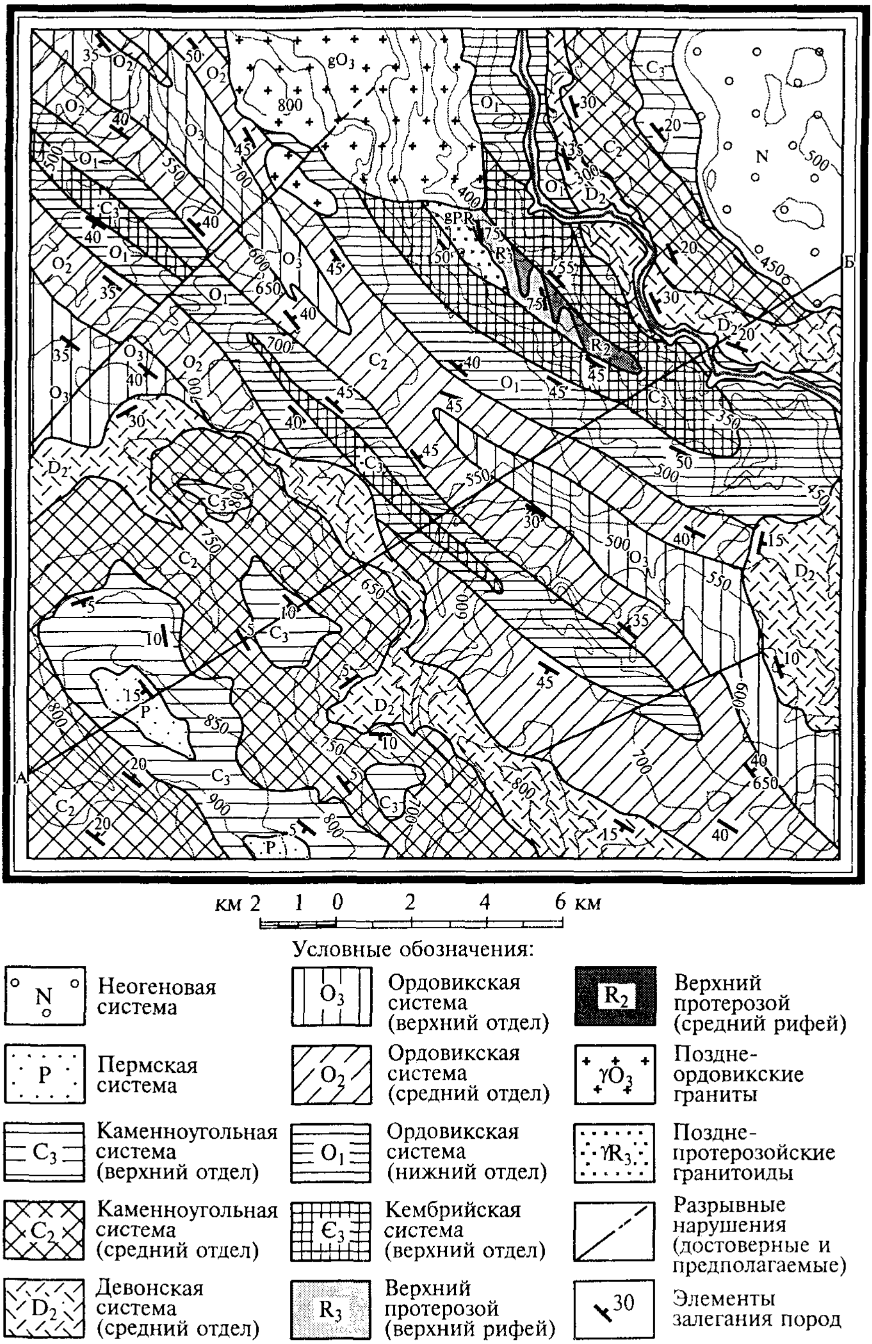


Рис. 4.5. Учебная геологическая карта

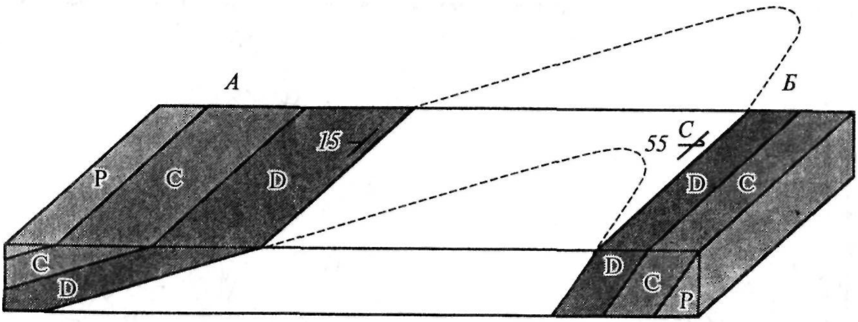


Рис. 4.6. Моноклинали, представляющие собой фрагменты крыльев складки: *А* — нормальная моноклиналь; *Б* — опрокинутая моноклиналь; *С* — знак, применяемый для обозначения опрокинутого залегания слоев на геологических картах

ях они симметрично сменяются все более молодыми. Поскольку крылья складок являются частным случаем моноклиналей, к ним применимы все замечания относительно соотношения крутизны наклона слоев и расчлененности рельефа, которые были рассмотрены для моноклиналей.

Некоторую полезную информацию относительно изображения на геологических картах складчатого залегания пород можно получить, если вернуться к разделу, посвященному описанию складок.

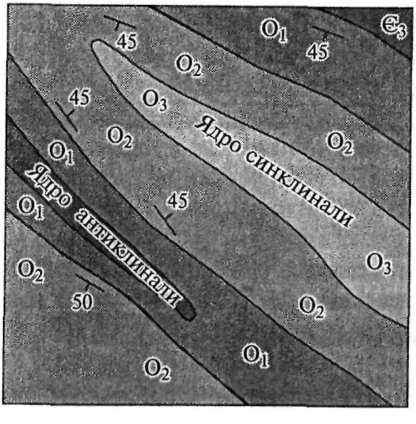


Рис. 4.7. Пример складчатого залегания слоев.

Вокруг полос пород позднекембрийского и позднеордовикского возраста зеркально симметрично располагаются полосы пород средне- и раннеордовикского возрастов. Фрагмент геологической карты, представленной на рис. 4.5

Проекции сместителей разрывных нарушений изображаются на картах толстыми черными линиями. Если сместители крутые — эти линии прямолинейны, вне зависимости от расчлененности рельефа. Если же сместители пологие, а рельеф местности контрастный — линии разрывов на картах изгибаются в соответствии с перегибами рельефа. Такую ситуацию легко промоделировать с помощью проекции на плоскость стола вертикального и полого наклонного разреза полукруглого батона хлеба. В первом случае разрез спроектируется прямой линией, во втором — проекция разреза окажется изогнутой.

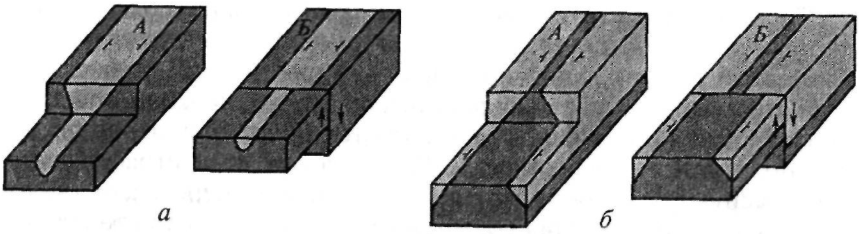


Рис. 4.8. Поперечные сбросы синклинальной *(а)* и антиклинальной *(б)* складок с горизонтальными шарнирами:

А — положение блоков до сбросов (передние верхние части блоков удалены); *Б* — положение блоков после перемещений и денудации приподнятых крыльев

В результате смещения крыльев по разрыву и последующей эрозии контуры слоев, лежащих по разные стороны сместителя, не совпадают друг с другом. Например, в сбросе, прошедшем вкрест простирания осевой поверхности синклинальной складки, в поднятом крыле расстояние между одновозрастными слоями на крыльях складки меньше, чем в опущенном (рис. 4.8, *а*). В антиклинальной складке картина обратная (рис. 4.8, *б)*. При моноклинальном залегании слоев сброс, прошедший по простиранию слоев, может привести либо к удваиванию разреза (рис. 4.9, *а*) либо к выпадению из разреза части слоев (рис. 4.9, *б*). Изучая на карте соотношения слоев по разные стороны сместителя, в некоторых случаях можно судить о направлении перемещений блоков и об амплитуде смещений. Однако разнообразные комбинации залегания слоев и сместителей разрывов, а также различные направления и амплитуды смещений приводят к разнообразным, часто сложным, структурным результатам.

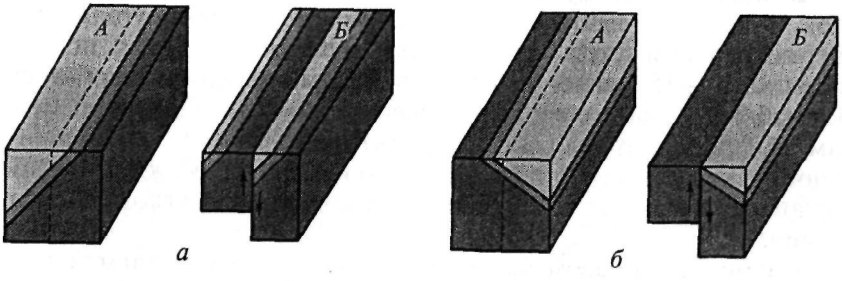


Рис. 4.9. Сбросы, идущие по простиранию моноклинально залегающих слоев:

А — стадия до перемещения блоков; *Б* — стадия после перемещения блоков и денудации приподнятых крыльев

Параллельные стратиграфические несогласия на геологических картах распознаются по выпадению из непрерывного стратиграфического разреза какой-либо части возрастных подразделений. При этом контуры разновозрастных слоев, так же как и проекция поверхности несогласия, располагаются более или менее параллельно, нигде не пересекаясь. При угловом стратиграфическом несогласии проекция поверхности несогласия пересекает границы слоев, подстилающих ее, и идет более или менее параллельно слоям, лежащим выше. Объемы согласно залегающих пород, располагающиеся между границами угловых стратиграфических несогласий, называются структурными ярусами, или структурными этажами.

Теперь, если мы обратимся к геологической карте, изображенной на рис. 4.5, мы увидим, что территория, на которую составлена карта, имеет сложное строение. Большая часть карты занята складками, причем складки, в которые смяты породы, различаются одни от других по морфологии, размерам, ориентировке осевых поверхностей. По этим показателям в пределах рассматриваемого листа можно выделить три системы складок.

В самых древних породах района, породах рифейского возраста, развиты относительно мелкие, тесно сжатые линейные складки с субмеридиональным простиранием осевых поверхностей. Углы падения пород на крыльях складок имеют порядок 75°. Породы этого возраста выходят на поверхность в ядре линейной антиклинальной складки с СЗ—ЮВ простиранием осевой поверхности. В пределах карты в такие складки смяты породы кембрийского и ордовикского возрастов. В отличие от складок, развитых в породах рифея, эти складки гораздо более крупные по размерам и имеют другую пространственную ориентировку. Кроме того, они более открытые: породы на их крыльях имеют углы падения порядка 45 — 50°. Между породами рифея и кембрия проходит граница углового несогласия.

В нижнем левом углу карты наблюдается еще один тип складок, в которые смяты породы девонского, каменноугольного и пермского возрастов. Эти складки мульдообразные, с пологим порядка 10—15° наклоном крыльев. Фрагменты крыла такой складки наблюдаются и в верхнем правом углу карты. Цепочки мульд имеют приблизительно ту же ориентировку, что и осевые поверхности складок кембрийско-ордовикских пород. Между породами ордовика и девона также отмечается поверхность углового несогласия.

Наконец, в правом верхнем углу карты располагаются горизонтально залегающие породы неогена. Граница подошвы этих пород параллельна горизонтали. Породы неогенового возраста перекрывают породы каменноугольного и девонского возрастов с резким угловым несогласием.

Таким образом, в строении территории, изображенной на карте, выделяются четыре структурных этажа: рифейский, нижнепалеозойский (кембрий, ордовик), средне-, верхнепалеозойский (девон — пермь) и кайнозойский (неоген). Между породами этих этажей отмечаются перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия.

Помимо осадочных пород, в строении района принимают участие интрузивные образования кислого состава — граниты протерозойского и позднеордовикского возрастов. Протерозойский возраст гранитов устанавливается потому, что они прорывают породы рифейского структурного этажа, но перекрываются породами кембрия. Видимо, эти граниты внедрились в конце рифея. Позднеордовикский возраст гранитов крупного интрузивного тела устанавливается условно. Эти граниты прорывают породы кембрия, нижнего и среднего ордовика. Следовательно, время их внедрения по крайней мере постсреднеордовикское. С другой стороны, на карте отмечаются два разрывных нарушения СВ—ЮЗ простирания. Эти разрывы секут породы нижнепалеозойского структурного этажа и перекрываются породами следующего структурного этажа, следовательно, они образовались до среднедевонского времени: видимо, в начале раннего девона. Но один из этих разрывов сечет и интрузии. Следовательно, вероятное время внедрения интрузивных пород — поздний ордовик.

По соотношению выходов пород на крыльях разрывов можно утверждать, что перемещения блоков по разрывам осуществлялись в вертикальном направлении, т.е. разрывы являются сбросо-взбросами. Северо-восточное крыло разрыва, расположенного в верхнем левом углу карты, приподнято относительно юго-западного, так как в этом крыле в ядре антиклинальной складки обнажаются породы более древнего возраста. Следовательно, здесь мы имеем дело с более глубоким эрозионным срезом (рис. 4.10, *а*). По разрыву, расположенному в правом нижнем углу карты, относительно приподнятым является юго-восточное крыло, так как в

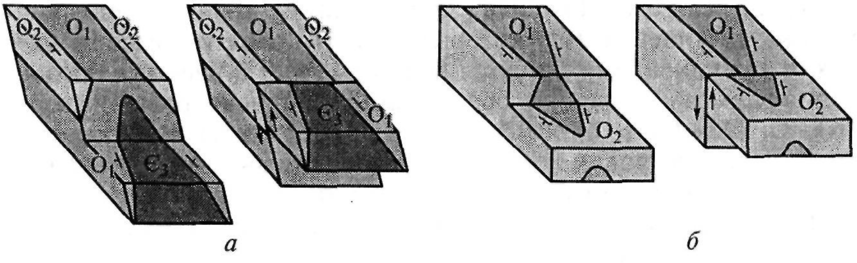


Рис. 4.10. Блок-диаграммы разрывных нарушений, изображенных на геологической карте (см. рис. 4.5)

этом крыле, в ядре антиклинали, выход пород раннеордовикского возраста шире, чем в северо-западном (рис. 4.10, *б*). В общем, в пределах всей карты центральный блок опушен по разрывам относительно северо-западного и юго-восточного блоков. Как уже отмечалось ранее, такая разрывная структура называется грабеном.

4.5. Построение разрезов по геологическим картам

Геологические карты сопровождаются одним или несколькими геологическими разрезами, показывающими строение земной коры в вертикальном сечении. Разрезы строятся по определенным линиям, направления которых выбираются так, чтобы на разрезах возможно более полно было охарактеризовано строение района. Обычно разрезы строят вкрест простирания основных геологических структур.

Техника построения разрезов выглядит следующим образом:

1. Выбирается направление разреза и на геологической карте проводится соответствующая линия. Линия может быть прямой, пересекающей весь лист, но при сложном строении района, когда невозможно провести прямую линию вкрест простирания всех структур, допускается построение разрезов по ломаной линии. У концов линии (и в местах перегибов) на карте ставятся цифровые (1 — 1, 1—2— 3) или буквенные (А—Б, А—Б — В) обозначения. Меридиональные и отклоненные к востоку от меридиана линии разрезов располагаются так, чтобы слева был юг, а остальные располагаются так, чтобы слева был запад.

2. Определяется масштаб разреза. В подавляющем большинстве случаев вертикальный и горизонтальный масштабы разрезов должны соответствовать масштабу карты. Увеличение вертикального масштаба (до 20 раз) допускается только для районов с пологим моноклинальным и горизонтальным залеганиями слоев. Это делается для того, чтобы на разрезе можно было показать слои малой мощности.

3. По выбранной линии строится топографический профиль (профиль рельефа). Профиль у концов линии ограничивается масштабными линейками, у которых пишутся отметки высот в метрах, а над линейками пишутся цифровые или буквенные обозначения разреза и буквенные обозначения его ориентировки на карте (Ю—С, ЮЗ—СВ и т. п.). Через нулевые отметки на линейках проводится линия уровня моря (за исключением высокогорных районов), и от нее по вертикали в выбранном масштабе ставятся точки в местах пересечения линией разреза горизонталей с соответствующими отметками (рис. 4.11, *а*).

4. Точки соединяются плавной линией, отображающей профиль рельефа. На эту линию переносят границы слоев с обозначением

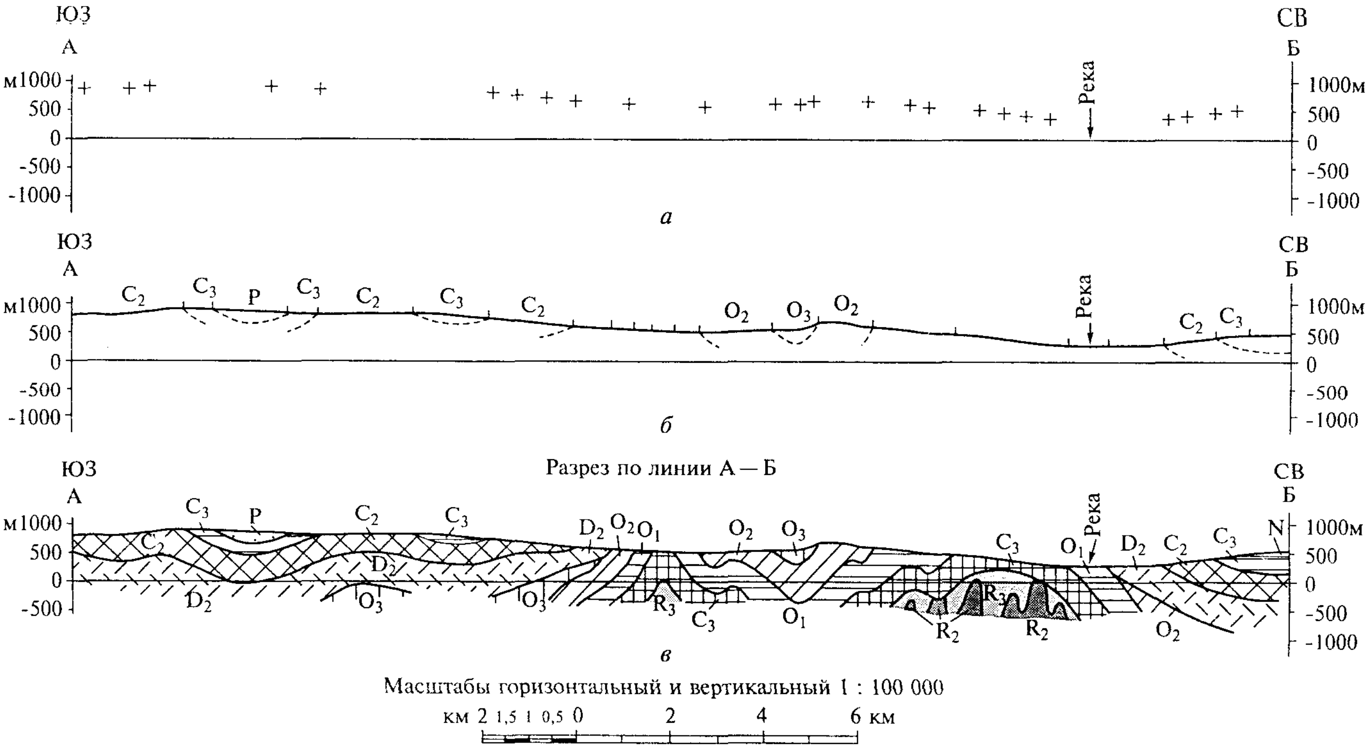


Рис. 4.11. Пример построения и оформления разреза по геологической карте (см. рис. 4.5, линия А — Б):

а — построение топографического профиля по заданной линии разреза; *б* — вынесение на топографический профиль геологических границ; *в* — оформление геологического разреза

индексами соответствующего возраста пород, линии разрывов, границы интрузивных тел и т.п., и начинают построение разреза (рис. 4.11,*б*).

5. Построение геологического разреза, т.е. нанесение на топографический профиль геологических данных, заключается в соединении линиями разрозненных выходов на поверхность слоев с учетом характера их залегания. Если имеются данные об элементах залегания слоев и их мощности, разрез строится с учетом этих данных.

6. При построении разреза необходимо постоянно следить за стратиграфической последовательностью слоев, ни в коем случае не допуская ее нарушения. При складчатом залегании пород построение разрезов проще всего начинать с отрисовки ядер синклинальных складок, прослеживая от них в стороны и на глубину все более древние слои (см. рис. 4.11, *б)*. Глубина, на которую строятся разрезы, определяется, с одной стороны, глубиной эрозионного вреза, а с другой — степенью надежности, с которой можно интерпретировать поверхностные структурные данные на глубину.

7. Каждый слой на разрезе закрашивается или заштриховывается так же, как на геологической карте. На каждом изолированном выходе слоя ставится возрастной индекс. Если индекс не умещается на слое, его выносят в сторону или вверх (см. рис. 4.11, *в)*.

8. Разрезы, сопровождающие геологическую карту, помещаются под ней. Если геологические разрезы делаются на отдельном листе, они соответствующим образом оформляются и для них обязательно приводится легенда.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ... 3

ЧАСТЬ I
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава 1. Минералы ... 5
1.1. Что такое минералы ... 5
1.2. Происхождение минералов ... 6
1.3. Формы нахождения минералов в природе ... 8
1.4. Основные свойства минералов и методы их определения ... 17
1.5. Классификация минералов и их характеристика ... 26
1.5.1. Класс самородных элементов, или простых веществ ... 27
1.5.2. Класс сульфидов ... 31
1.5.3. Класс оксидов и гидроксидов ... 34
Оксиды ... 35
Гидроксиды ... 39
1.5.4. Класс галогенидов ... 42
1.5.5. Класс карбонатов ... 44
1.5.6. Класс сульфатов ... 47
1.5.7. Класс фосфатов ... 49
1.5.8. Класс силикатов и алюмосиликатов ... 50
Глава 2. Горные породы ... 70
2.1. Магматические горные породы ... 70
2.1.1. Вещественный состав магматических горных пород ... 71
2.1.2. Строение магматических пород ... 74
2.1.3. Наиболее распространенные магматические горные породы ... 76
Породы нормальной щелочности (низкощелочные) ... 76
Умеренно-щелочные (субщелочные) и щелочные породы ... 82
Вулканические породы непостоянного химического состава ... 84
Вулканогенные обломочные (пирокластические) породы ... 85
2.2. Осадочные горные породы ... 86
2.2.1. Определение осадочных пород ... 87
2.2.2. Наиболее распространенные осадочные горные породы ... 89
Обломочные породы ... 89
Глинистые горные породы ... 92

Хемогенные и органогенные породы 94
2.3. Метаморфические горные породы 102
2.3.1. Наиболее распространенные типы метаморфических горных пород 102

ЧАСТЬ II
ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава 3. Формы залегания и возраст горных пород 108
3.1. Понятие о слое и первичном (ненарушенном) строении осадочных толщ 108
3.2. Относительный возраст горных пород и методы его определения 109
3.3. Международная стратиграфическая шкала 110
3.4. Методы определения абсолютного возраста горных пород 115
3.5. Вторичное (нарушенное) залегание слоев 119
3.5.1. Складки 120
3.5.2. Сочетания складчатых форм 125
3.5.3. Разрывные нарушения 127
3.5.4. Сочетания разрывных нарушений 131
3.6. Перерывы и несогласия 133
Глава 4. Геологические карты и разрезы 137
4.1. Основные типы геологических карт 137
4.2. Общие сведения об основах геологического картирования 139
4.3. Элементы залегания пород, их замеры на местности и обозначение на карте 141
4.4. Чтение геологических карт 147
4.5. Построение разрезов по геологическим картам 154

Учебное издание

Гущин Александр Иванович,
Романовская Мария Александровна,
Стафеев Александр Николаевич,
Талицкий Василий Георгиевич

Практическое руководство по общей геологии

Учебное пособие

Редактор *Т. А. Сысоева*
Технический редактор *Е. Ф. Коржуева*
Компьютерная верстка: *Л.М.Беляева*
Корректор *Г. II. Петрова*

Изд. № 102106580. Подписано в печать 09.08.2007. Формат 60x90/16.
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная. Бумага офсетная № 1. Усл. печ. л. 10,0.
Тираж 1 500 экз. Заказ № 19790.

Издательский центр «Академия», www.acadcmia-moscow.ru
Санитарно-эпидемиологическое заключение № 77.99.02.953.Д.004796.07.04 от 20.07.2004
117342, Москва, ул. Бутлерова, 17-Б, к. 360. Тел./факс: (495)334-8337, 330-1092.

Отпечатано в ОАО «Саратовский полиграфкомбинат».
410004, г. Саратов, ул. Чернышевского, 59. www.sarpk.ru